

BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ DE GÉOGRAPHIE D'ÉGYPTE

Tomes XLI - XLII

1968 - 1969



BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ DE GÉOGRAPHIE

D'ÉGYPTE

BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ DE GÉOGRAPHIE

D'ÉGYPTE

Tomes XLI-XLII

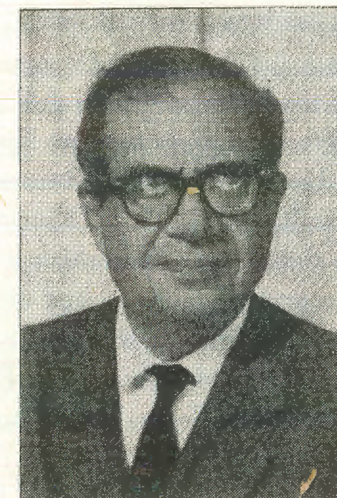
SOMMAIRE

1968-1969

LE CAIRE
IMPRIMERIE DE L'INSTITUT FRANÇAIS D'ARCHÉOLOGIE ORIENTALE
1972

PROFESSOR MUHAMMAD AWAD

(1896-1972)



On the 9th of January 1972, the Geographical Society of Egypt lost one of its most distinguished members — the beloved professor of the present generation of geographers, Dr. Muhammad Awad. Born with the name Muh. Awad Muhammad, he was popularly and universally known as Professor Awad.

He first saw life on 3 April 1896, in Monsura, the historic city of the Arab period on the Damietta branch of the E. Delta. The son of an average Egyptian family, he was first brought up in a Kuttab school where the early foundations of his Arabic language were laid down... a heritage which lasted with him to his last day as a brilliant writer and a man of letters. Also as a born linguist, he added to his mastery of the mother tongue the lustrous knowledge and speech of English, French, German and Turkish... a wealth which was reflected in his studies, writings and translations in both fields of geography and literature.

His higher geographical studies were started in the High Training College of Cairo. He was no ordinary student at that college, which was to train teachers at a time when the only national modern university — apart from Al Azhar — did not concern itself with social studies. Awad was a young man from rural Egypt, with the Monsura tradition of resisting foreign domination. He soon became a pioneer student agitator towards the close of World War I — even before the flare of the Egyptian revolution and cry for independence in 1918 and 1919. He and some of his

younthful colleagues represented the spark that lit the path and heralded the dawn for the impending national movement and revolution. He was banished by the British to the Island of Malta — to be followed by a group of older politicians and national leaders. There he concentrated on the study of languages — more especially German and Turkish. Later on, when he was released and obtained his teaching diploma in geography, he was sent by the Egyptian government to England in order to join a university. He went to Liverpool, where he obtained both his B.A. (with Honours) and his M.A. There, he was a student of the liberal professor P.M. Roxby. In 1926 he obtained his Ph. D. from London, as the first Egyptian geographer to obtain such a degree.

Upon his return he become a lecturer in the Section of Geography, Faculty of Arts, Cairo University. Later on, he also taught at the Faculty fo Commerce. He continued until he became full Professor of Physical Geography, Founder and Head of the Institute of Sudanese Studies, Director-Dean of the Faculty of Arts Cairo and finally Rector of the University of Alexandria. For some time he also occupied the post of Director General of Cultural Relation at the Ministry of Education, of which he later on (1954) became Minister. For many years he was a member of the Council of the Geographical Society of Egypt and also permanent (life) member of the Academy of Arabic language. In all the posts he occupied he was the distinguished scholar and professor, the eloquent speaker, the stylist and widely-read writer, the devoted citizen and the man with unswerving will and adroit character. His students must count several thousands, and they cover all the Arab countries. His friends and colleagues have always known him as the altruist who was always ready to serve and cooperate.

His contribution to geography covered both Teaching and Research. In the first field he did not only impart scholarly knowledge, but he was also the founder of a school of Arabic Geography. He was largely responsible, with a group of colleagues, for the Arabization of courses and the building up of geographical literature in the Arabic language.

Awad was also the principal authority in the Geography of the Nile Valley. His book «The River Nile» remains the classic on our great river. His other books dealt with a variety of subjects on human races, population, colonization etc. He wrotre «Population of This Planet», «People of the N. Sudan», «History of Colonization» and many other books and scientific articles — mostly in Arabic, but partly in English. He represented his country and university in several International Geographical Congresses starting with the one held in Cambridge, 1928, where he delivered an impressive communication on his beloved River Nile.

In the field of International Activity Awad was a distinguished representative, not only of Egyptian learning but also of Arab culture in general. As early as 1945 he went to San Francisco with the Egyptian delegation, taking part in deliberations in connection with the inception of the United Nations. In 1954 he was unanimously elected by 64 countries meeting at Montevideo to become a member of the Executive Board of UNESCO. He retained that membership for two full terms, before he became the Chairman of that Board. After that he became an expert rapporteur and consultant with the United Nations Human Rights Commission, for which he wrote his authoritative report on Slavery, which became a document of both international and human value. Awad remained active in this international field, performing his human duties to last days of his life.

A great master-builder of the scientific, cultural, national and international life of his generation. Awad will long live amongst us as the unforgettable professor and the unforgettable man.

S.A. Huzayyin
President of the Geographical Society of Egypt.

GEOMORPHOLOGY
OF
CENTRAL EAST JORDAN

BY

SALAH A. BEHEIRY

ABSTRACT

The central part of the East Jordan Plateau displays two distinct erosion surfaces at high levels, and a third incomplete level forming a series of rock-cut benches or terrace infillings along valley sides. The earliest surface is cut in Eocene marine sediments and is known as the Arabia Surface at the eastern margin of the mapped area. The second surface truncates Upper Cretaceous beds and forms the top of the plateau over much of the study area. Regional warping and local uplifts during comparatively recent epoches have affected these surfaces so that the initial westward slopes were reversed to the east. Stream profiles demonstrate conspicuous interruptions of which at least five major breaks are rejuvenation points corresponding to negative changes of base level or upheaval of the drainage basins. Assuming that the drainage network commenced in Middle Miocene, such interruptions are correlated with late Pliocene and Pleistocene movements. The present stage of channel downcutting enhances rapid wasting and mass movement over steep canyon sides.

TOPOGRAPHY

The area investigated here (fig. 1) is part of the East Jordan Plateau bounded on the west by the deeply dissected scarplands overlooking a section of Wadi Araba, the Dead Sea, and the lower valley of the Jordan River, whilst to the east the area merges with the greater

desert lands of Saudi Arabia. The surface is cut by a great number of wadis draining east and west, but only a few of them are perennial streams securing modest year round flow from springs. The east-flowing wadis drain into local depressions, whereas the more intricate western systems reach the Dead Sea either directly, or through Wadi Araba and the Jordan River.

The difference in altitude of the temporary base levels as shown above is reflected in the rate of surface dissection and in slope forms. Within the eastern part of the area, inland drainage has achieved slight dissection and the landscape is thus undulating with rounded outlines and gentle slopes. On the other hand, the sinking base level reached by wadis draining to El-Ghor has entailed rapid incision which gave rise to rough terrain with bold bluffs overlooking deep canyons.

RELIC SURFACES

The greater part of the East Jordan Plateau has been considered by Quennell (1956, p. 9-10) to form a senile erosional plain at an elevation of approximately 900 meters above sea level which he termed the Arabia Surface. This surface, along with its counterpart, the Sinai-Palestine Surface west of the Jordan Rift, are assigned a pre-Miocene age by Quennell who believed that planation took place during a long time span extending between the latest withdrawal of the Eocene sea and the advent of lower Miocene diastrophism. The author mentioned that prolonged periods of still-stand, free from diastrophic events localised either in place or in time could produce such surfaces of considerable regional extent.

Field investigation has shown that the surface of the plateau in the mapped area (fig. 1), lacks uniformity of level typical of a single peneplain; instead three distinct levels are well displayed, particularly in the central part extending from Kerak to Naqb Ishtar in the west and from Giza to El-Jafr in the east. The casual traveler on the Desert Highway at any point between Giza and Ma'an may locate an older tableland in the distant horizon to the east, followed by an extensive surface spreading westwards to the towering escarpment of Jabel

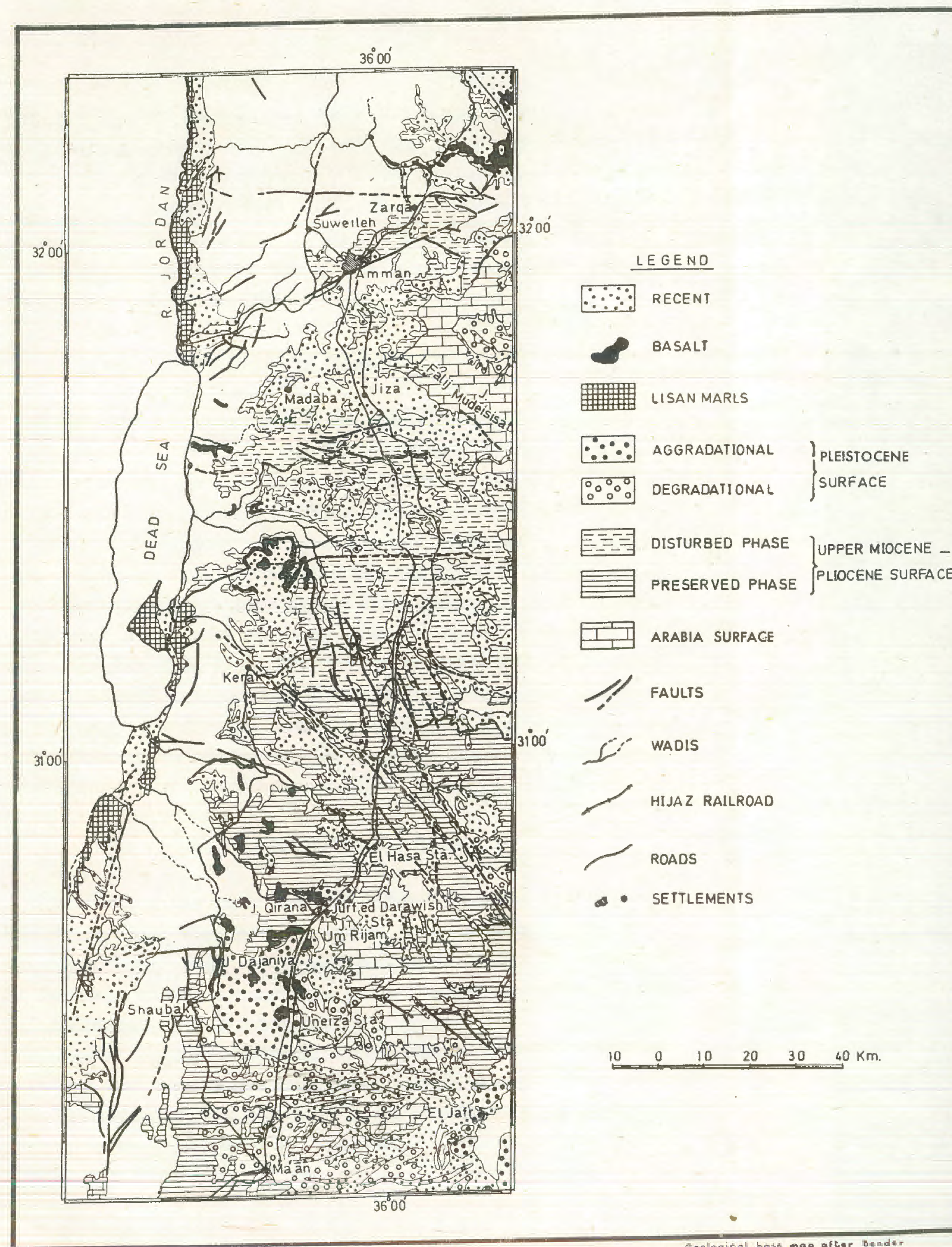


Fig. 1

El-Sharah some 25 km. away. A third level occurs locally at a height of 40 m. above present wash beds and slopes down gradually towards the bottom of El-Jafr depression. All these surfaces are rock-cut and gravel-strewn benches. Plateau gravels are usually less than one meter thick at the top except in the vicinity of the numerous playas within inland depressions where the lower terrace may consist exclusively of alluvial material.

Arabia Surface

Recent geological mapping (Bender, 1967) shows the presence of a wide peneplain cut in Eocene-Pliocene limestone and chert west of Wadi Sirhan. Parts of this surface appear some 30 km. east of Madaba along the top of a low-lying questa known as Jebel El-Falij and Jebel El-Mudeisisat, and again at Jurf ed-Darawish on top of Jebel UM Rijam. It is obvious that this old platform continues eastwards into open desert plains beyond Wadi Sirhan into Saudi Arabian and Iraqi territory, and may have extended at one time across the area now occupied by the Jordan graben to merge with the so-called Sinai-Palestine Surface. The age of this fossil plain is possibly Oligocene as postulated by Quennell; but its surface was fragmented by the Lower Miocene tectonics, and the existing drainage was virtually abolished.

Upper Miocene-Pliocene Surface

At the end of this early phase of tectonic activity a new drainage system was established and subsequent heavy erosion stripped the Oligocene Surface from the greater part of the area. Its remnants are here restricted to a number of isolated mesas standing above the younger plateau level in a few localities (fig. 1).

Prolonged degradation during Upper Miocene-Pliocene still-stand produced the younger plateau surface which covers a continuous strip immediately east of the uplifted belt from the edge of the Syrian Plateau to the escarpment at Naqb Ishrar. The average height of

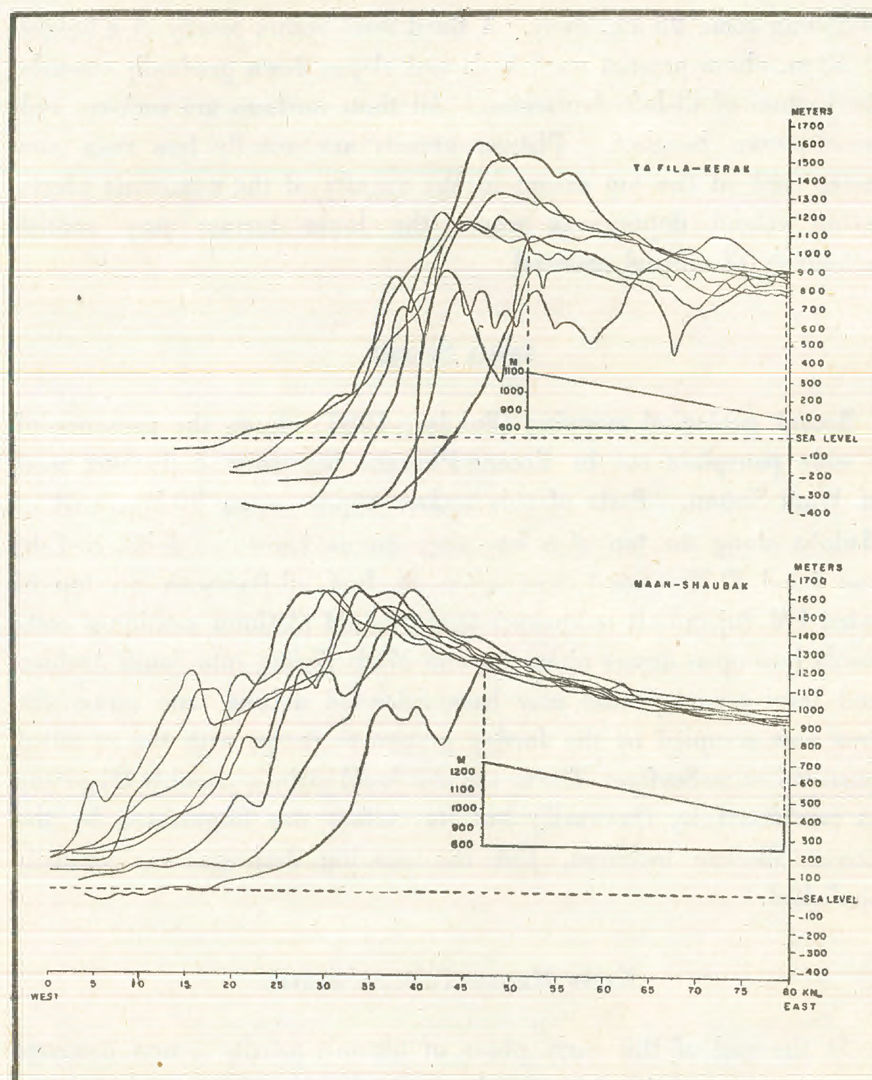


Fig. 2.

the surface is estimated from superimposed relief profiles [1] (fig. 2), but it is obvious that both altitude and surface uniformity decrease from south to north. Regional downwarping toward the Madaba

[1] Profiles were drawn along the E-W lines of the 10 kilometers Palestine grid on topographical maps scale 1 : 100,000 with contour interval of 25 meters. The vertical scale of profiles was exaggerated 20 times.

basin and severe dissection by a number of rejuvenated canyons has locally destroyed this level. It was necessary therefore, to distinguish between two phases of this surface on the map, a disturbed phase north of the latitude of Kerak and a well preserved phase southwards (fig. 1). North and west of Amman, disturbance and dissection are more pronounced where erosion has removed almost all the Belqa Series in which the Plateau surface is cut farther south.

The original surface of the plateau was purely erosional since structure has imposed almost no control on configuration. On the contrary, vertical displacements during the Pleistocene have disturbed altitude uniformity where top accordance of the relic surface was lost along the uplifted belt. Moreover, such displacements have caused complete reversal of the original slope, because assuming that the shaping stream network was draining west into the rift depression throughout Miocene and Pliocene, the resultant slope must have been accordingly to the west. The eastward slope, which persisted till the present, was apparently initiated by regional downwarping of the East Jordan Plateau in this direction during Pleistocene disturbance.

Nevertheless, structural benches related to variable rock resistance do occur along valley sides, but are usually limited in area (Pl. I, A). The surface here considered is of a regional extent, truncating different horizons of the Upper Cretaceous Belqa Series. In many places it is cut in the phosphatic lower members of this series, while in other places it is formed from the overlying oyster, limestone and marl combination.

Pleistocene Surfaces

Lower Pleistocene tectonics opened a new phase in the configuration of the area. Spectacular uplift of the eastern scarp of the Jordan Rift accompanied by regional tilting of the plateau surface toward the east must have disturbed the pre-existing drainage systems, and many of the major streams draining to the west were thus beheaded. A number of inland basins shared the drainage of the area east of the scarp, while trunk canyons on the western flanks succeeded to establish antecedent courses.

During the comparatively short period of still-stand in Middle Pleistocene, the reversed drainage flowing into these basins cut a new level below the previous plateau surface, but in view of the short duration of the stage, planation was incomplete. This level comprises a series of high benches west of the Highway, sloping down gradually to the desert floor farther east. Erosion remnants consisting of highly-resistant oyster limestone banks stand above the general level of the benches (Pl. I, B). Meanwhile, a number of volcanic vents considered as inselbergs on the Arabia peneplain (Willimott, 1964, p. 16), are in fact younger intrusions of which basalt outpourings cap all levels. A few exceptions are, however, represented by Jebel ed-Dakar in the course of Wadi Hasa and Jebel ed-Dajania northeast of Shaubak which were exposed by subsequent phases of erosion (Pl. II, A).

Degradation of the high benches during this Middle Pleistocene stage was accompanied by aggradation in the bottoms of low depressions and wadi courses. Within the inner basins several lakes were formed of which the largest occupied the depressions of El-Jafr and El-Azraq as testified by lacustrine deposits in these areas. The largest lacustrine deposits in the area west of the highway occur at El-Lajjun in a synclinal depression 18 km. east of Kerak. The deposits here consist of white marl similar to Pleistocene marls found at the Lisan Peninsula southeast of the Dead Sea. The sequence comprises an exposed section of 15 m. of marl covered by eight meters of well consolidated fluvial gravels. At the outer margin of the depression marls are replaced by silts and fine gravels. The thickness of the deposits and the change from marl to gravels, indicate the long duration of a permanent lake followed by a drier phase during which the water body was being drained rapidly by Wadi Dabba, a tributary of Wadi Moujib. Other fossil playa lakes belonging to the same phase are found at Jurf ed-Darawish and Ma'an where white marls and blue clays interbedded with caliche hardpans mark the sites of local Pleistocene lakes.

Another large body of Pleistocene deposits occurs east and southeast of Shaubak in a rectangular area extending 12 km. from east to west and 10 km. north-south. The area is shown as Lisan marls on the authorized geological map (Quennell, 1954, sheet 2, 3), but field

investigation proved that no marls are exposed at the surface. Instead, fine gravels, silt and mud mask the surface completely where the Lisan marls are possibly found at depth. Most probably, this flat depositional surface, which interrupts the Upper Miocene-Pliocene surface, was a topographic depression aggraded by reversed drainage from the eastern slopes of the uplifted belt following early Pleistocene diastrophism. The sorting pattern of component material indicates that the source area is mainly Jebel El-Sharah, while the deepest part of the depression occurs toward the Desert Highway.

Recent Forms

The latter phase of Middle Pleistocene aggradation was interrupted by a late episode of tectonic activity at the end of the Pleistocene (Burdon, 1959, p. 59) which caused further disintegration of drainage, but in the mean time stimulated stream downcutting on both sides of the main divided between desert basins and El-Ghor. Rapid degradation gave rise to a series of paired terraces along the sides of Wadi Hasa and its tributaries for 12 km. downstream from the Hasa Castle. A section of some 10 m. of old silt has been exposed above the mud flat forming the wadi bed (Pl. I, B). The beds of other playas at El-Lajjun, Jurf ed-Darawish and Ma'an were similarly dissected and the east-flowing wadis incised their courses in the desert surface.

Some basalt outpourings issued during this period as represented by those of Jebel El-Qirana from which recent flows streamed down wadi tributaries reaching Jurf ed-Darawish some 10 km. to the West. The basalt flows at Uneiza farther south belong to the same eruptions as indicated by their fresh appearance.

At the end of the Pleistocene, the east-flowing drainage attained its farthest westward extent. But having the advantage of a much lower base level, the beheaded canyons draining into the Ghor depression were able to recapture parts of their former basins lost in the previous stage, and the process is currently continuing. For instance, recent captures of some desert basins have extended Wadi Moujib some 75 km. above its incised gorge, and that of Wadi Hasa more than 50 km.

DRAINAGE DEVELOPMENT

The rate of stream dissection, and accordingly the texture of topography and local relief vary along the side of a line extending roughly north-south from Amman to Ma'an (fig. 3). The western section displays rough terrain which gives way as one proceeds westwards, to broken country incised by precipitous wadis, bounded by steep rocky walls of limestone and sandstone. The diversity of landscape between ridge and valley, plus the colorful sandstone outcrops forming sheer cliffs above canyon bottoms are unscaleble. Eastwards, the undulations of the surface die out, and the landscape opens into a rolling plain with broad shallow washes leading to numerous desert depressions. Much of the surface is monotonous desert pavement with occasional basalt boulder fields and extensive mud flats.

Drainage development in both sections is as follows :

The Rejuvenated Belt

The rugged terrain characterizing the western section of the area is attributed to vigorous phases of surface rejuvenation that accompanied recurrent lowering of the base level toward which the drainage network was progressively cutting. The spectacular canyons which penetrate 1750 m. of strata ranging from Eocene to Pre-Cambrian (Burdon, 1959, p. 12) indicate that all major streams have persisted at least since Upper Miocene. The sinking floor of the Jordan Rift Valley entailed stream downcutting, but grade was never reached from early Pleistocene till present as shown by long profiles (fig. 4). Each tectonic episode had contradicting effects on the drainage : an adverse effect caused by drainage reversal toward inland depressions of parts of the network as the rift scarp was being uplifted; and in the meantime such pulsations had stimulated stream rejuvenation whereby the western canyons had not only cut deeper valleys in older formations, but had also regained the lost ground by the end of each stage. In this respect, the present is really a key to the past since some of the main courses are now steadily encroaching upon desert basins as mentioned before.

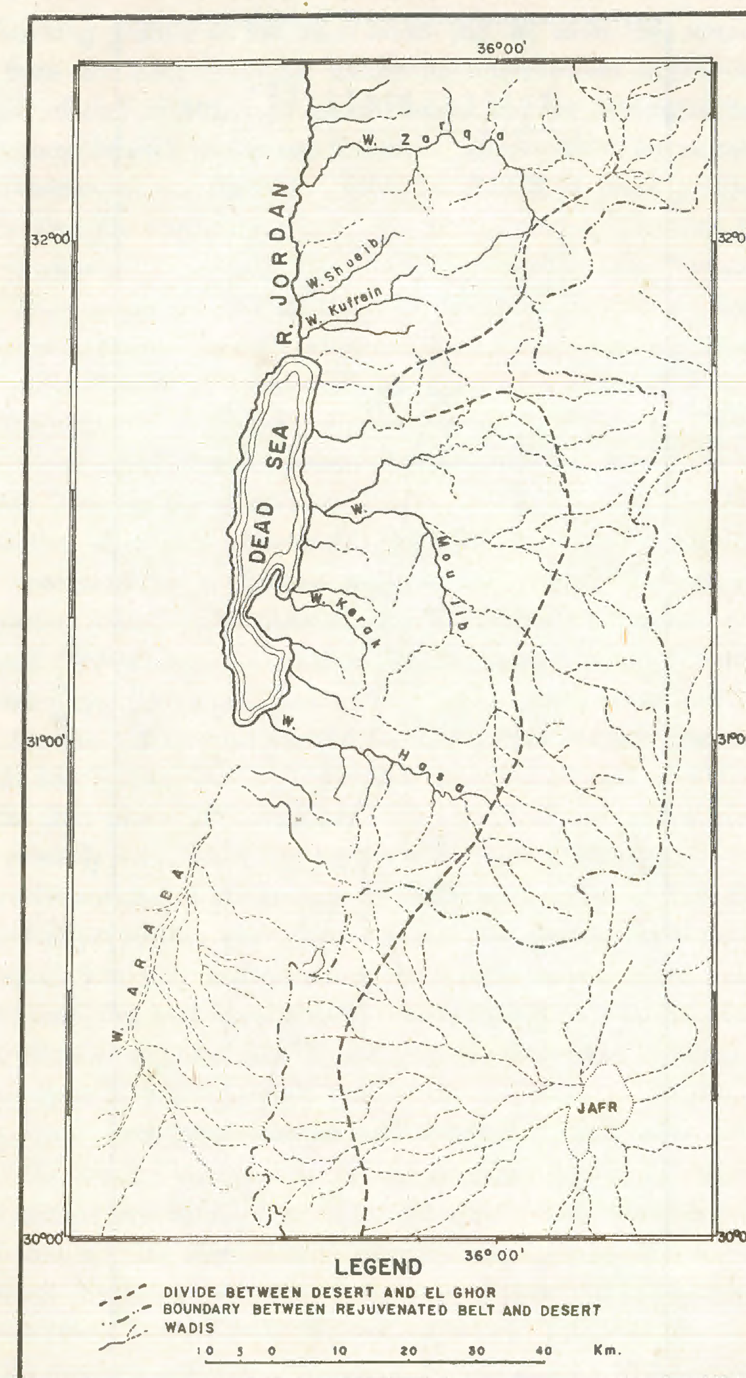


Fig. 3.

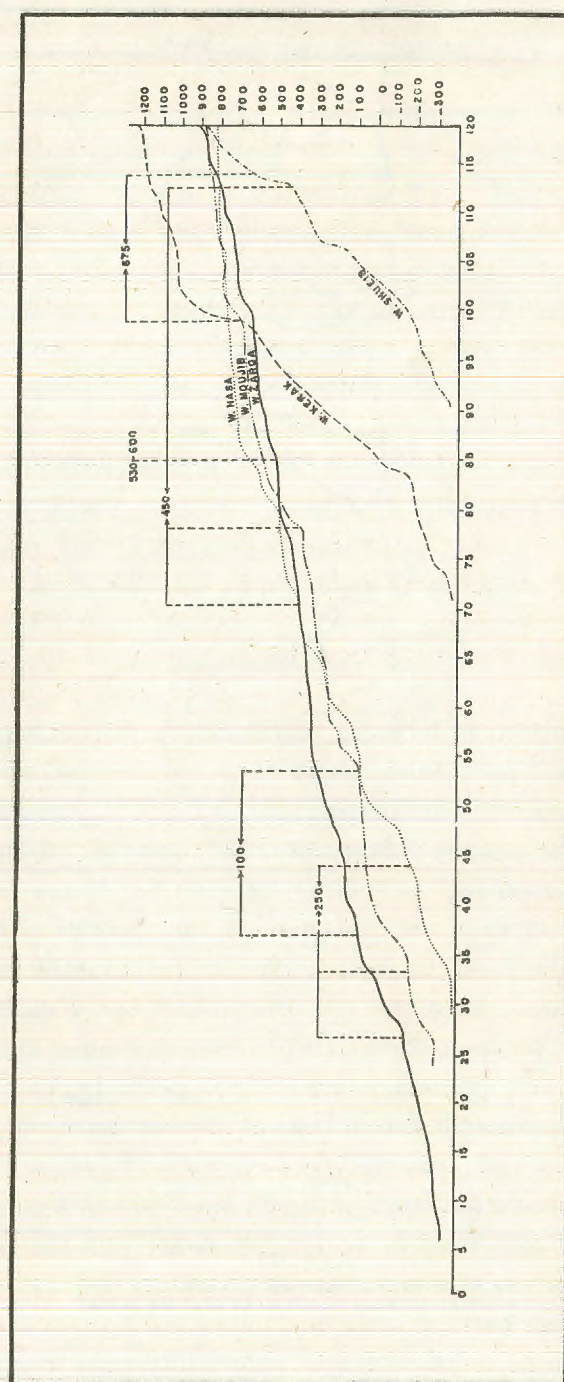


Fig. 4.

The long profiles of five main wadis (fig. 4) show that streams are far from attaining grade as numerous interruptions appear in the course of each. Although several breaks may be attributed to local differences in rock resistance, five major interruptions are regarded as rejuvenation points since they coincide in at least three profiles. It seems that the upper three breaks in slope between 675 and 450 m. are kinckpoints truncating the Upper Miocene-Pliocene Surface, and may have originated during the early stage of Pleistocene tectonics. The lower breaks between 100 and 250 m. are possibly related to the latter episode of Pleistocene disturbances. Some of these levels are undoubtedly correlated with the various stages of the Pleistocene lake which filled the depression, but to establish such correlations, further investigation is necessary.

On the other hand, Quennell's study of reconstructed stream profiles recognizes seven surfaces between 650 and 200 m. formed in connection with the first phase (Lower Miocene) of movements, plus the present 392 m. base established by the second phase (Pleistocene) of movements (Quennell, 1956, pp. 12-15). Such assumption means that the present canyons evolved from Oligocene streams that drained the Arabia Surface, but most probably these old streams were distorted by the first phase of movements. The origin of the present drainage was possibly established not earlier than Middle Miocene.

The dimensions of the great gorges of Wadi Kerak and Wadi Shu'eib are out of proportion when compared with the present small watershed of each. The only explanation is that both canyons were beheaded at one time, but were never able to recover their former basins. Instead, Wadi Moujib captured the headwaters of Wadi Kerak, while Wadi Zerqa diverted a considerable part of the old basin of Wadi Shu'eib. As a result, each pirate canyon had acquired a basin more than five times the area of its misfit neighbour (Ionides, 1939, fig. 9). Such relationships are revealed in the field where both Wadi Kerak and Wadi Shu'eib are aligned with elongate depressions, which possibly represent the former eastward extensions of their old valleys.

Concerning Wadi Kerak, the graben which it follows, continues a few kilometers southeast of Kerak in Faj el-Useikar. The two sections

were separated by an uplifted land block east of Kerak, thus blocking the upper part of the canyon, while the lower course, now forming Wadi Kerak, remained open to the rift depression. The abandoned section in Faj el-Useikar was aggraded and became a shallow trough that was later captured by a number of active tributaries joining Wadi Moujib. Meanwhile, continued degradation in the lower part below Kerak kept that section open and caused rapid incision of the stream in the underlying Pre-Cambrian sandstones.

The Baqa Plain is considered to have formed the upper valley of Wadi Shu'eib before the connection was secluded by the uplift of a land block, on top of which the Amman-Suweilih Road now extends. Two of the lower tributaries of Wadi Zarqa cut their courses back in the monocline bordering the Baqa Plain from the west and diverted its drainage through recent water gaps to Wadi Zerqa. Active erosion followed diversion whereby Kurnub sandstone was exposed at the plain floor.

A common feature characterizing the stream network in the area is that all master channels and their trunk tributaries follow peculiarly serpentine courses, meandering within the deep walls of the gorges. It seems that such meandering habit was inherited from the former drainage pattern that existed on the senile plateau surface before rejuvenation. As the streams incised their courses following the lowered base level at the Ghor floor, they managed to maintain the old bends, which by adjusting to underlying structures, developed spectacular intrenched meanders (Pl. II, B). The swinging channels within meanders tend to undercut the basis of the canyon walls and produce oversteepened slopes susceptible to vigorous mass movement. Both valley deepening and widening are proceeding at an accelerated pace.

Although the effect of structure in the drainage pattern is manifest in quite a few cases such as Wadi Kerak, Wadi Hasa and Wadi Zarqa Ma'in which follow conspicuous fault zones, other great canyons including Wadi Moujib and Wadi Zarqa are by no means guided by structural lines. Meanwhile, the lower parts of all canyons debouching onto the rift floor are consequent on the dip slope of strata inclined at high angles toward the depression. Tributaries joining these

trunks within the scarp zone are subsequent courses in as much as they follow the structural pattern including fault breaks, joint systems, and the outcrops of softer strata. Differential erosion acting on the edges of these steeply dipping beds produce jagged hogback ridges often encountered along the interfluves not far from the main scarp (Pl. III, A).

The most important factor governing canyon excavation is the thick, easily-eroded sandstone beds underlying the Belqa formation. Wherever exposed by erosion on canyon floors, these sandstones permit rapid scouring of deep, box-like gorges typical of all the lower reaches of the canyons.

The absence of a well-developed fan piedmont at the base of the rift scarp is a puzzle, when the enormous amount of material eroded from all these canyons is taken into consideration. Modest alluvial fans occur along the valley margin north of the Dead Sea, but no deltas appear above sea water on the eastern shore where some of the largest canyons of Jordan discharge. Regardless of continuous deposition here, the Dead Sea attains its maximum depth of some 401 meters at a point near the eastern coast midway between the mouth of Wadi Hasa and Wadi Zerqa Ma'in (Burdon, 1959, p. 13). This feature has been attributed to lateral displacement along rift faults (Burdon, 1959, p. 14), but a better explanation may be found in the gradual sinking of the eastern margin of the Rift Valley floor at a rate equal to, or even exceeding that of sedimentation. The amount of subsidence here suggested, seems to be greatest at the intersection of the Kerak graben with the Jordan Rift, then diminishes both to the north and the south. Consequently, the southern part of Wadi Araba is fringed by well-developed alluvial piedmonts where the valley floor is more stable.

The Eastern Section

This section includes a number of closed-in basins, plus the upper watersheds of the western canyons in which the effect of rejuvenation vanishes headwards. With the exception of the regional tilt to the east, the beds are not folded and lie almost horizontal, or with slight dips.

The landform expression is typical of an old land surface with broad spreading washes of which it is often difficult to distinguish the course. The level rises slowly from wadi to saddle, or in the flinty limestone areas into steep round buttes and elongate mesas remaining from a much older landscape. However, the southern part of this section is depressed more toward the Jafr mud flat which gathers the drainage from a radius of 80 km. (Ionides, 1939, p. 48).

North of El-Hasa Station, a number of northwest-southeast faults have given some detail to the otherwise featureless topography through differential movements of land blocks. Some of these faults have paved the way for active tributaries of Wadi Moujib to reach a number of depressions and divert their drainage. The tributaries known as Wadi Bu weiija and Wadi El-Musheimish northeast of the phosphate quarries, and Wadi El-Hafira intersecting the Desert Highway at Qatrana, are representative.

The landscape bears the stamp of present arid conditions which announced the desiccation of Pleistocene lakes that were replaced by dry playas and elongated mud flats along open wash bottoms. The surface is dotted by a great number of such playas east of the Hijaz Railroad of which the largest only appear on topographical maps and bear names. None of these playas form permanent marshes, but at flood times enormous amounts of water may reach them from distant sources. It has been reported that the bodies of some illfated persons among those drowned in the flood of 1966 in Ma'an were picked up at Jafr some 50 km. away. This catastrophic flood originated in Jebel El-Sharah more than 100 km. west of Jafr.

Many features indicate that the arid cycle is approaching a late mature stage in much of this section. In the first place, local relief has been considerably reduced as basin bottoms were filled up with debris detached from diminishing borderlands. The dividing ridges became modest hills, usually engulfed by alluvial piedmonts sloping gently down toward mud flats. Other features testifying maturity are the integration of neighbouring basins across faint divides, and the increasing role assumed by wind in deflating dust from the surfaces of mud flats.

SLOPE DEVELOPMENT

Downslope movement of surface debris, together with the underlying solid bedrock, is an important agent in the configuration of the landscape particularly within the rejuvenated belt. Several favourable conditions, such as steep declivities, alternating beds of varying resistance and permeability, scarcity of vegetation, and concentration of rainfall in heavy downpours, augment the action of gravity in downhill migration of material. Unstable surfaces along steep valley sides exhibit numerous forms of slope failure.

Shear slipping takes place wherever tensional cracks open through joints at undercut back slopes. The movement is often helped along by soaked impervious beds receiving water either from overlying aqueducts, or from perculating rain water delivered through well-jointed strata at the surface.

Potential surfaces of rupture and expected movement may be recognized from little springs and seeps which ooze along valley sides from thoroughly saturated impervious outcrops exposed at varying levels. Along the upper valley slopes the exposed lower beds of the Belqa series provide only poor aquifers (Burdon, 1959, p. 70), hence the water content of marls and chalks in this series may be attributed to local infiltration during winter rain storms. Therefore, slope failure seems to be a seasonal phenomenon here, with block glides, regolith slides and debris avalanches as the common forms of backwearing. Spoon-shaped scars of varying dimensions dot the rim of the plateau along the courses of major wadis (Pl. III, B).

On the other hand, the most important aquifers in East Jordan occur in the Ajlun Series exposed along middle and lower valley slopes over the greater part of the rejuvenated belt. The sequence includes massive limestones and flints interbedded with chalks and marls, the former being the aquifers, and the latter acting as aquicludes. Major landslides, especially large scale slumping involving backward rotational movements are associated with this series. The best example occurs some 12 km. southwest of Amman where the main road to Jerusalem

has been displaced at Na'ur by recurrent slumps over the last few years. Down movement is enhanced both by slope and stratigraphy as the road follows the precipitous bluffs overlooking Wadi Kufrein gorge from the east, and extends over the lower members of the Ajlun Series immediately below Na'ur. Here, nodular, massive, and partly dolomitic limestone beds form an aqueduct bringing water in contact with underlying thick layers of vary-colored marls, which become susceptible to plastic deformation and slipping. Heavy traffic on the road and the resultant tremors accentuate downslope movement of a considerable mass of bedrock at the hill side. Similar conditions obtain at the Amman-Jerash Road as it crosses Wadi Zarqa.

Although water is an essential element in all forms of movement mentioned above, loss of water from saturated layers may produce slope instability. Experience has shown that loss of pore water pressure from thoroughly soaked shale seams, upon exposure to air in quarry cuttings, entailed numerous collapses in the phosphate quarries at Roseifa. The explanation is that the reduced volume of the bleeding shales, as the material drys up, causes stress relaxation and eventual settling of the overburden. It follows that the upper impervious formation of the Belqa Series, owing to seasonal fluctuations in water content, are subject to alternate swelling and shrinkage that disturb equilibrium of interbedded competent material, and reduce slope stability.

Among the salient features produced by landslides are secondary cliffs and valley side recesses scarring considerable segments of crest-slopes and mid-slopes within the rejuvenated belt. Repetition of slumping and glides at certain points give rise to small re-entrances often occupied by gullies (Pl. V, A). In fact, it is not certain which comes first — the gully or the re-entry (Common, 1966, p. 64), but field observation has shown that sliding plays a major role in extending the courses of side tributaries headwards across interfluve flats. In this connection, the lower slopes of the amphitheater-shaped tributary heads are usually debris-cluttered, whereas corrie-like indentations above, mark the sites of detached blocks. Both in section and plan, the upper gullies resemble slump scars.

Slope failure and consequent valley side retreat in this area as a whole seem to progress at varying rates according to stream order and discharge. Within courses of master wadis occasional winter floods flush debris at the foot slopes, leaving spacious free faces exposed to further denudation and accelerated recession. Such waxing slopes are common along the trunk wadis of Shu'eib, Wala, Moujib and Hasa where spur segmentation is an active process. On the other hand, waning slopes occur at the headwaters where meagre runoff achieves little removal, and the gently inclined hillsides are therefore, covered with debris. Equilibrium is however, being upset as rejuvenation points progress eastwards.

The general characteristics of slope processes are well illustrated by the resultant depositional forms which accumulate along the foot slopes. In the dry eastern margin, talus cones consisting of loose rubble predominate as movement-mainly falls and avalanches-involves little or no water. Form and size of scree slopes are, therefore, functions of the angle of repose which ranges between 30° and 40° according to block caliber. Meanwhile, the hummocky and lobate topography at slope bases in the wetter western portion of the area is associated with movements including varying amounts of water. Forms are governed both by rill wash at slope surface, and by stream undercutting at the base. Numerous lobes on canyon sides have been cut across or terraced for road construction and agriculture.

Certain features such as tilted tree trunks with concave bends upslope (Pl. IV, B), and leaning poles or displaced fences, testify the ceaseless creep of the regolith mantle on hillsides. The process may be accentuated by the effect of alternate freezing and thawing during mid-winter when temperatures fall below freezing at night and cause the formation of ground frost in the morning. Prolonged creep lays bare wide expanses of bedrock outcrops over the precipies, while comparatively thick soil mantles accumulate within hollows between the hills. Such isolated pockets of tillable soils provide the basis of dry farming on the eastern plateau of Jordan.

More important, however, is the effect of overland flow in removing the topsoil. Sheet wash, which is seemingly the least conspicuous form

of water erosion, is considered the most effective agent in soil erosion throughout central east Jordan (Fisher, 1966, p. 30). In this connection, the erodibility of Jordanian soils is related to the formation of a sealed crust at the surface when the loose topsoil is suddenly wetted in a rainstorm. On drying, this crust becomes resistant to further penetration of rain water, with the result that the amount of surface runoff is greatly increased. In extreme cases the superficial layers are made so impermeable by this surface sealing that the soil remains entirely dry below the surface even after heavy rain. Increased runoff leads to accelerated erosion and serious loss of the topsoil.

REFERENCES

BENDER, F. Geological Map of Jordan, scale 1 : 750,000, 1967.

BURDON, D.J. Handbook of the Geology of Jordan, Government of Jordan, 1959.

COMMON, R. «Slope Failure and Morphogenetic Regions», in G.H. Dury, ed., *Essays in Geomorphology*, London, 1966, pp. 53-82.

FISHER, W.B. & others. Soil Survey of Wadi Ziqlab, Jordan, Ministry of Agriculture, Report No. 7, 1966.

IONIDES, M.G. Report on the Water Resources of Transjordan and their Development, London, 1939.

QUENNELL, A.M. «The Structural and Geomorphic Evolution of the Dead Sea Rift», *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, vol. CXIV, 1959, pp. 1-24.

QUENNELL, A.M. Geological Map of Jordan, scale 1 : 250,000, Sheet 2 & 3, 1954.

WILLIMOTT, S.G. & others. Conservation Survey of the Southern Highlands of Jordan, 1964.



A. Structural benches at Tafila.



B. Terraces in Wadi Hasa — background erosional bench surmounted by oyster banks.



A. Jebel ed-Dakar in the course of Wadi Hasa.



B. Meanders in Wadi Kerak.



A. Hogback ridges at the mouth of Wadi Kerak.



B. Landslide in Wadi Kerak.



A. Gully erosion on the southern side of Wadi Moujib at Road crossing.



B. Tilted tree trunks indicate soil creep on Jerash-Ajlun Road.

THE EVOLUTION OF MODERN ROADS IN SAUDI ARABIA

BY

Dr. ASAAD ABDO

In this paper the evolution of modern roads in Saudi Arabia is surveyed and the influences upon their development are examined. Throughout this study roads are treated as a product of human activities built to serve certain requirements of life, and the hypothesis that roads come into existence only where and when they are needed and can be afforded is tested. This paper, therefore, starts with a pattern for social and economic development, then examines the evolution of modern roads in relation to regional and national growth and ends with an analysis of the present areal distribution of road mileage.

THE PATTERN OF SOCIO-ECONOMIC DEVELOPMENT

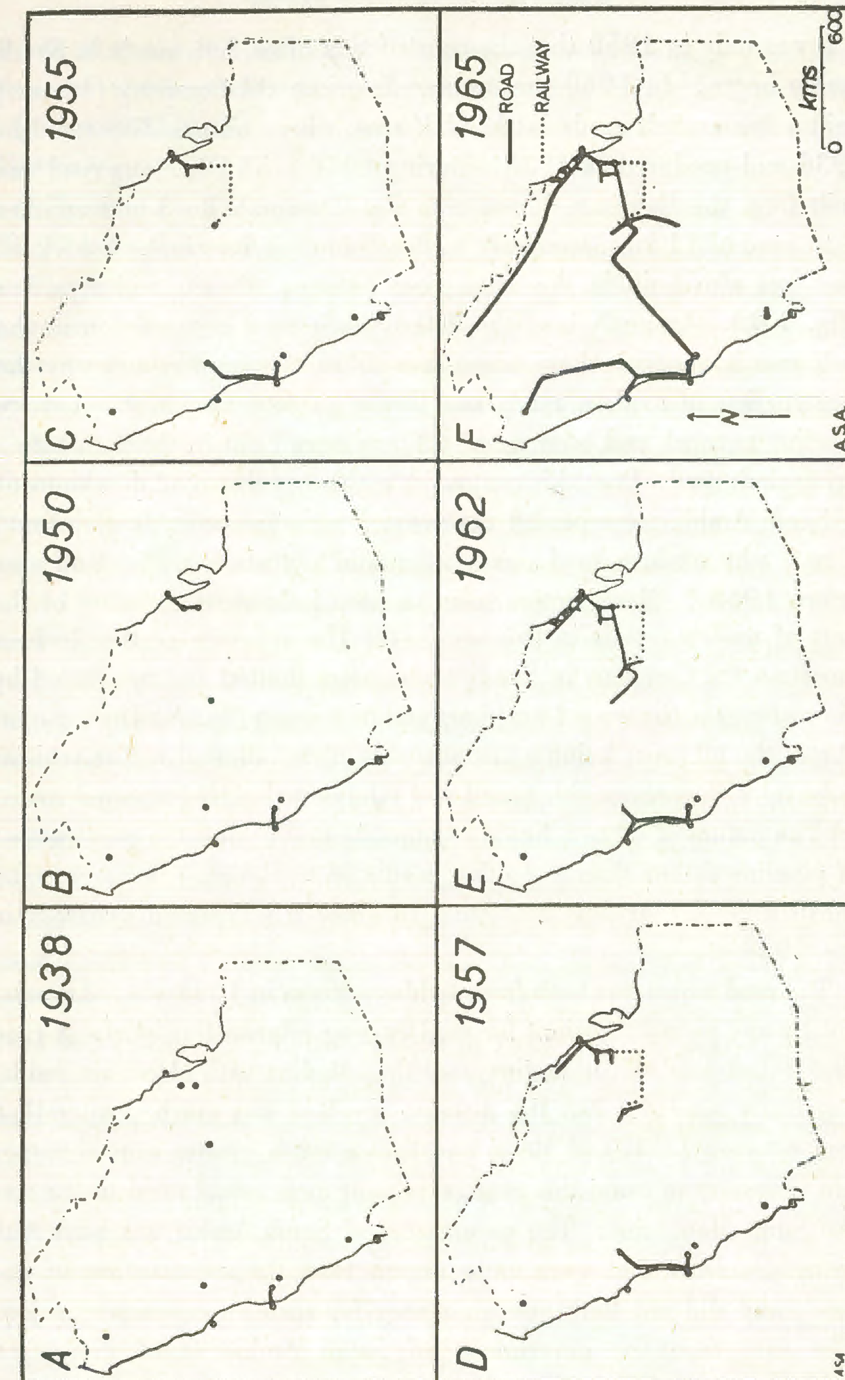
Socio-economic development in its wider sense did not start in Saudi Arabia until the late 1940's and early 1950's. Previously development was impossible because of the second World War and the civil wars inside Arabia which led to the formation of the Kingdom of Saudi Arabia in 1932. Until this date, the Hijaz was the only developed part of Arabia, and the socio-economic life of its main cities was far ahead of any other part of Arabia. The economic superiority of the Hijaz, which was based on the Hajj, was, however, challenged in the 1940's and the 1950's by the Gulf area as a result of the discovery of oil, and by Riyadh, which was chosen to be the capital of Ibn Saud's Kingdom. Consequently, by about 1955, Saudi Arabia had three relatively developed regions located on an east-west axis with the holy cities at its western end, the oil centres at its eastern end and Riyadh at its centre. It is important to state that the development of the three regions resulted from unexpected factors : the rise of Islam, the discovery of oil and the formation of Saudi Arabia. No such miracles occurred in any other region,

and thus socio-economic development in the rest of the country awaited planned development, which was unknown in Saudi Arabia until only few years ago. Consequently, it was only in the 1960's that development started to reach the areas which are not located on the east-west axis.

THE PATTERN OF EXPANSION OF THE MODERN ROAD NETWORK

Being one part of modern development, the expansion of modern roads has coincided to a remarkable extent with the pattern of socio-economic development, which was summarized above. Modern roads were first built in the Hijaz, then in the Gulf area, then in the Riyadh region. This was followed by the linkage of the three axis regions and only recently, modern roads penetrated into the regions located far away from the east-west axis.

The first modern road was built in the Hijaz in 1938 (Fig. 1 A); this was only a 73 kms. road built by Egypt with money from the Waqf of the Holy Mosques'. The financing of this road by an outsider reflects the poor financial situation of the Ibn Saud government in those years. The Hijaz attracted modern roads before any other part of the Kingdom for three obvious reasons. (*a*) It contains the two holy cities of Mecca and Medina which are visited annually by a large number of pilgrims. Development of transportation was an obvious requirement to facilitate the movement of pilgrims between Mecca, Medina and the port of Jedda, especially since the Hijaz railway was destroyed in the first world war. (*b*) As a result of the Hajj, the Hijaz in general and its main cities of Mecca, Medina and Jedda in particular achieved a relatively high level of economic and social progress. The rest of Arabia was little more than a vast desert with a few scattered oases in which camel transport was sufficient to meet all the requirements of its economic and social life. (*c*) The bad financial situation of the government did not allow any development, and as we have seen the road which was built in the Hijaz was financed by an outsider, as all Muslim governments felt responsible for the holy cities and the development of the Hajj facilities.



THE EXPANSION OF THE MODERN ROAD NETWORK IN SAUDI ARABIA 1938-65

Fig. 1.

It was only in 1950 that the construction of modern roads in Saudi Arabia began. In 1950 the Arabian-American Oil Company (Aramco) built a few asphalt roads in the Gulf area, where oil was discovered in 1936 and produced in 1938. During 1950 a 55 kms. long road was built from the Dammam Junction to Ras Tannurah Road and another short road of 11 kms. was built to Ras Tannurah Terminal. A 45 kms. road was also built in the same year between Abqaiq and Ayn Dar (Fig. 1 B.). An analysis of the date of early road construction in the Gulf area is necessary here, since it is difficult to understand why the construction of modern roads was begun as late as 1950. A large pipeline network and even an oil refinery were built in the area before any asphalt road. Does this contradict the theory that road development in Saudi Arabia accompanied the general socio-economic development? If not, why modern road construction did not start in the Gulf area before 1950 ? Many factors seem to have influenced the date of the start of modern roads in this area. (*a*) The activities of the Arabian American Oil Company in Saudi Arabia were limited and orientated by the outbreak of the second world war and its strategy (2). (*b*) The topography of the oil area, being a smooth wide plain, allowed motor vehicles to travel with a reasonable speed and safety on slightly improved roads. (*c*) The nature of oil as a liquid commodity necessitates the construction of pipeline rather than any other media of transport. However, road construction by Aramco continued to show the expected progress in the 1950's.

The road which was built from Jedda to Mecca in 1938 was, of course, not by any means sufficient for modernizing pilgrim transport. A road that linked Jedda with Medina, and thus Medina with Mecca via Jedda, was badly needed. But the distance involved was much greater than that between Jedda and Mecca and thus a much greater sum of money was necessary to build this road, especially as it would need to traverse the Surat Mountains. The government of Saudi Arabia was busy with many problems that were more urgent than the construction of this road, and did not have enough money for such an expensive project. The first time the government of Saudi Arabia spent money on roads was in 1951. There is no written evidence, but there is no

doubt that the 0.8 million SR. (3) which were spent in that year, went for the improvement of the Jedda-Medina road. In the following year (1952) the government started the construction of the Jedda-Medina road. (Fig. 1 C). The first section (100 kms. from Jedda) was finished in 1953 and the whole road was completed in 1955. The construction of the 424 kms. road from Jedda to Medina was among the biggest projects of the early 1950's, causing a rise in the government's popularity among the people of the Hijaz as well as among Muslims in all countries. Pilgrims now, for the first time in history, were able to use motor transport for their whole journey between Jedda, Mecca and Medina with safety and comfort. The trip from Jedda to Medina was shortened from an average of two days to an average of 6-8 hours, and the possibility of unlimited delay was ended. All these benefits, of course, encouraged the government in the construction of more modern roads.

In 1954 there were two separate modern road networks : (*a*) the Hijaz road network in the west, which consisted of the two holy roads between Jedda, Mecca and Medina and the 30 kms. road between Ta'if and the King's Palaces at Al Hawiyah, a total of about 527 kms.; and (*b*) the Gulf area road network in the east which consisted of 400 kms. of modern roads connecting the oilfields with the main ports and administrative points. The two small networks were separated by a distance of about 1500 kms. of desert which had no modern roads. (Fig. 1 C).

The isolation of central Arabia from the outside world, even from the more developed parts of Arabia in the Hijaz or the Gulf area, was a logical result of the vast distances and the physical barriers. The Dahna sand belt in the east, the escarpment of Tuwayq in the west, the huge sand bodies of An Nafud in the north and Rubʿ Al Khali in the south were among the most important physical barriers that isolated central Arabia. This situation was changed by the formation of the Kingdom of Saudi Arabia and the choice of Riyadh as its capital. Riyadh, the small, isolated town in the centre of Arabia, was to be changed to the main centre of the country and gradually the centre of the road network, especially as the financial status of the government was improving remarkably from increasing oil revenues. The decision to transfer all important government offices from Mecca to Riyadh which appeared

very clear in the latest years of King Ibn Saud's life, and which was carried out in the early years of the reign of his elder son, King Saud, meant that Riyadh would be developed as a modern city. This in turn meant the construction of government buildings, streets, houses, shops; and that a large quantity of different types of goods were needed to supply the growing capital. To achieve this, Riyadh had to be linked by a modern road or a railway with a modern port on the Gulf. Dammam was chosen to be the port and was linked with Riyadh by a railway. This twin project which was completed in 1952 (Fig. 1 D) was the most important factor in the development of Riyadh. Most of the required building materials and goods which were badly needed for the development of Riyadh came via the new port of Dammam and were carried to Riyadh by the modern railway. In 1955 a short asphalt road of 11 kms. linked Riyadh with Ad Diriyah and in 1956 another road of 85 kms. was built to Al Kharj. These two short roads linked Riyadh with the two main agricultural areas around it and created a third separate road network in the middle of the east-west axis. (Fig. 1 D).

Each of the three small, separate road networks of the east-west axis was expanding. The road network of the Gulf area reached Khurays in 1958 as a result of the discovery of oil in that area, which is only 150 kms. east of Riyadh. The construction of the Riyadh-Khurays road started in 1958, and in 1961 the linkage between the two road networks of the Riyadh and the Gulf area was achieved (Fig. 1 E). Since then the expansion of the Riyadh road network was orientated towards the west to achieve a linkage with the Hijaz road network. In 1961 a road of 170 kms. was constructed from Riyadh to Marat, in 1962-1963 another 170 kms. were constructed from Marat to Ad Dawadmi, in 1962-1963 a 66 kms. road was constructed from Ad Dawadmi to Ber Sagra and in 1964-1965 the construction of the 473 kms. road from Ber Sagra to Taif linked the road network of the Hijaz with that of Riyadh and consequently with the Gulf area road network (Fig. 1 F). This created a road network which extended from the Gulf to the Red Sea via Riyadh.

Modern roads penetrated from the centres of the east-west axis both northwards and southwards. The Tapline road which was improved in 1947 at the time of laying the Trans-Arabia oil pipeline, was

constructed as an asphalt road in 1965-1968, (the 296 kms. from Al Qaysumah to Rafha were constructed in 1965, the 522 kms. from Rafha to Turayf in 1967 and the 251 kms. from Al Qaysmah to An Nu'ayriyah in 1968). From Medina, the east-west axis road network expanded to the north reaching Tabuk in 1964. From Riyadh a modern

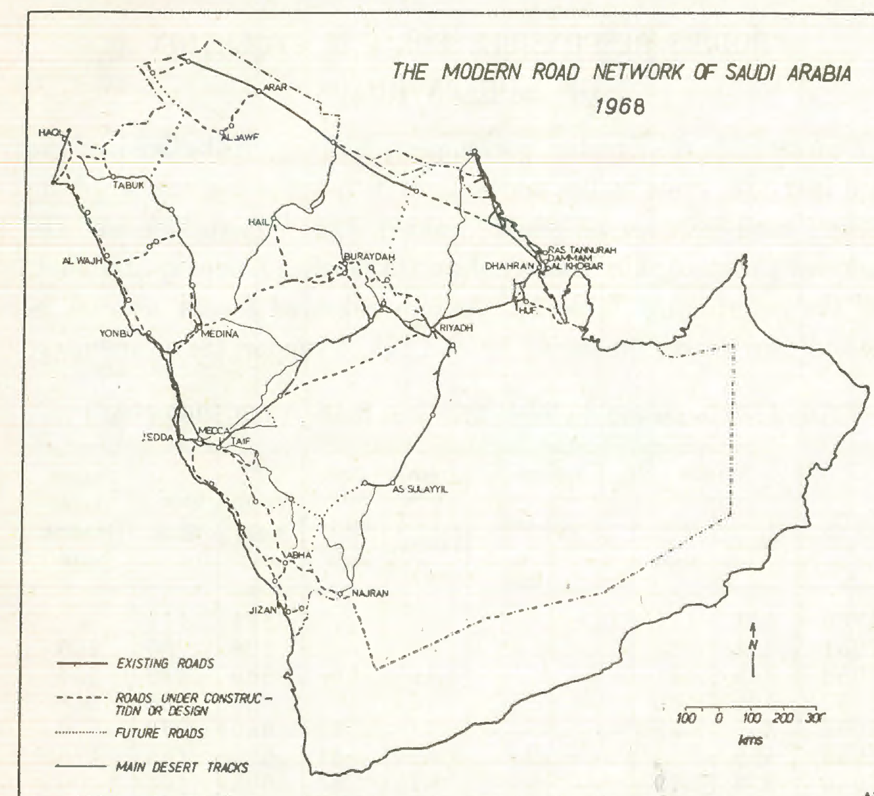


Fig. 2.

road of 541 kms. was constructed in 1968 to Wadi Ad Dawasir along the Aflaj region. At the time of writing the expansion of modern roads is advancing at a very fast rate (Fig. 2). Consideration was also given to the improvement of rural roads. By 1967, about 1,850 kms. of rural roads were improved in the regions of Jedda, Riyadh, Al Baha, Abha, Gassim, Dammam and Hail.

The above survey is aimed to show the close association between the expansion of the modern road network and the pattern of socio-economic

development. Both socio-economic and road development were not, however, associated with the pattern of the density of population. Districts with high population densities (e.g. the southwest) did not attract modern roads before the three east-west axis regions which have the primate cities.

BODIES RESPONSIBLE FOR THE EVOLUTION OF MODERN ROADS

If we set aside the Egyptian government, which built the Jedda-Mecca road in 1938, three bodies are responsible for the construction of the present road network of Saudi Arabia : The Arabian-American Oil Company (Aramco), The Trans-Arabian Oil Pipeline Company (Tapline), and the government (Table 1). Aramco improved a road network in the Gulf area during the period 1950-1959 to support the oil industry,

TABLE 1. — Increase in the length of Asphalt Roads, 1950-1965 (Kms.)

YEAR	ARAMCO		TAPLINE		GOVERNMENT		GRAND TOTAL	INCR-EASE	THREE YEARS RUNNING MEANS
	TOTAL	INCR-EASE	TOTAL	INCR-EASE	TOTAL	INCR-EASE			
1950	111	111	—	—	—	—	111	111	—
1951	191	80	—	—	—	—	191	80	160
1952	315	124	—	—	165	165	480	289	151
1953	401	86	—	—	165	—	566	86	218
1954	456	55	—	—	389	224	845	279	170
1955	459	3	—	—	320	141	989	144	176
1956	478	19	—	—	615	85	1093	104	96
1957	478	—	—	—	655	40	1133	40	161
1958	728	250	—	—	745	90	1473	340	189
1959	797	69	—	—	863	118	1660	187	192
1960	797	—	—	—	911	48	1708	48	194
1961	797	—	—	—	1257	346	2054	346	190
1962	797	—	—	—	1432	175	2229	175	174
1963	797	—	—	—	1432	—	2229	—	525
1964	797	—	300	300	2532	1100	3629	1400	796
1965	797	—	676	376	3143	611	4616	987	—

Sources : 1. Statistical Yearbook, 1967. Central Department of Statistics, Saudi Arabia, pp. 1845.
2. Engineering Department, Aramco, Dharan, Saudi Arabia.

ANNUAL ROAD MILEAGE CONSTRUCTED BY THE GOVERNMENT AND ASPHALT CONSUMPTION IN RELATION TO ECONOMIC GROWTH

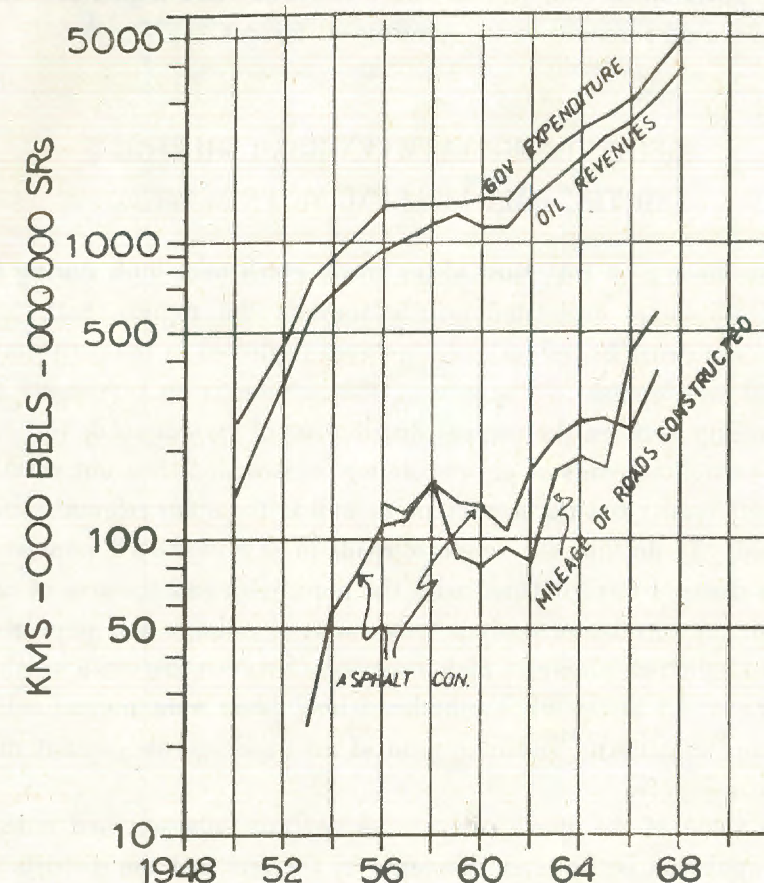


FIG. 3.

and during this period it built an average of 84 kms. per annum. The Tapline improved the Tapline road in 1947 and paved it in 1965-1968 as was explained above. The government of Saudi Arabia did not construct any modern road until 1952, but since then it has been building new roads at a reasonable rate as can be seen from Table 1. The length of roads built by the government each year is closely related to the government income which was highly dependent on oil. As can be seen from Fig. 3, the period 1956-1960 which was characterised by an

interruption in the economic growth was also a slump period for road development. However, since 1960 the length of roads constructed by the government each year has been increasing at a higher rate than that of the oil revenues or the government budget.

RELATIONSHIP BETWEEN ROAD MILEAGE AND THE MAIN INFLUENCING PHENOMENA

It has been seen that most of the roads which were built during the last decade were orientated mainly towards the regions with high population densities, as such regions were neglected in the early stages of road development. The aim of this section is to investigate the relationship between the present distribution of asphalt roads (existing roads as well as roads at present under construction, but not rural or intra-city roads) and the population as well as the other relevant factors involved. To do this, the length of roads in each of the 18 population census districts was compared with the population and the area of each district. A correlation analysis between road mileage and population in the 18 districts showed a high association between these two variables with r = 0.74 at the 99.9 confidence level (data were normalized by log transformation). The regression of road mileage on population is shown in Fig. 4.

The value of the above comparative analysis between road mileage and population is, however, hindered by the fact that the districts are of unequal size, and that the road mileage in each district is affected not only by the size of the population but also the size of area on which they live. In fact when the road mileage was compared with the area factor the result of a correlation coefficient analysis was as high as r = 71 at (nearly) the 99 confidence level. Consequently, it was found that road mileage should be compared with both the population and areas as one independent factor.

Conventionally, to combine the two factors of population and area in one, the population density is used. Such a method, however, may give misleading results. The following hypothetical example is especially

THE REGRESSION OF ROAD MILEAGE ON POPULATION

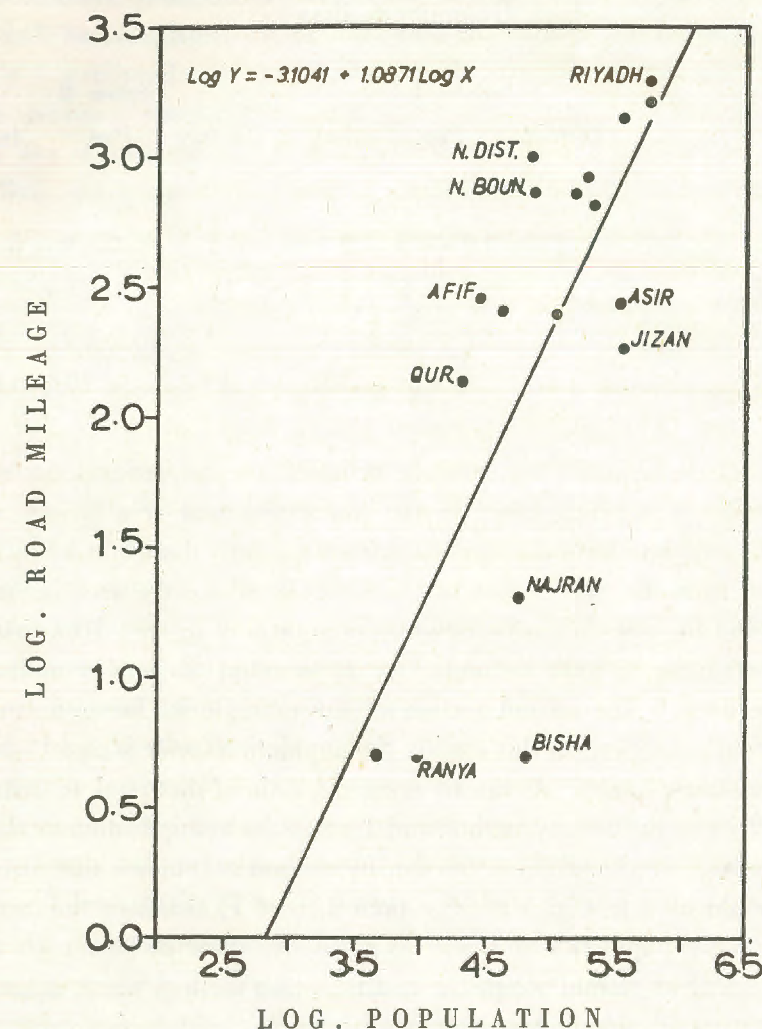


Fig. 4.

designed to show the weakness of the density method and to prove that the best way of combining the population and area factors is by multiplying the square root of the population by the square root of the area.

A HYPOTHETICAL EXAMPLE

	Section 1			*Section 2*		
	District	*Pop.*	*Area*	*Disctrict*	*Pop.*	*Area*
Density........	1	10 ÷ 5 = 2		1	5 ÷ 10 = 0.5	
Method........	11	20 ÷ 5 = 4		11	5 ÷ 20 = 0.25	
Multiplication ..	1	10 × 5 = 50		1	5 × 10 = 50	
Method........	11	20 × 5 = 100		11	5 × 20 = 100	

The above hypothetical example is based on the assumption that road mileage is proportional to the population and area factors and that the populations of the two districts are similarly distributed. As can be seen from the first section of the example, where the area factor is equal and the population factor varies, the ratio of district 1 to district 11 was similar in both methods (1 : 2) meaning that either methods can be used. The second section of the example is, however, more important to notice. In this section the population factor is equal whilst the area factor varies. As can be seen, the ratio of district 1 to district 11 is 2 : 1 in the density method and 1 : 2 in the multiplication method. At this stage we should reject the density method as it means that district 11 should have less road mileage than district 1, although the former has an equal population and twice as much area than the latter. On the other hand, we should accept the multiplication method which indicates that district 11 should have more road mileage.

It must be admitted, however, that the multiplication method need some modifications since the 5 people who live in 20 kms^2 do not, in reality, need twice as much roads as the 5 people who live in 10 kms^2. This shortcoming can, however, be overcome by the use of the square root instead of actual data (4). With the use of square root we get a ratio of 7 : 10 instead of 1 : 2.

It should, however, be noticed that both the multiplication and density methods fail to take into account the way in which the population is distributed (concentrated or scattered) which is an important factor, as shall be seen later. It follows, that the value of such comparative analysis is reduced with the use of un-unified large districts and increased with the use of small unified cells.

It was of some interest to find that the results of a simple correlation analysis, using the square root of population times the square root of the area against road mileage, was similar to the results of a multiple correlation analysis using three variables (population, area and road mileage). Both correlations gave a result of $r = + 83$ at the 99.9 confidence level (data were normalized by log transformation). The association between the road mileage and the population and area factors is shown in Fig. 5 by two trend-surface maps: (A) first degree trend-surface and (B) second degree trend-surface. On these maps the values of the population were plotted on the vertical axis, whilst the values of the area were plotted on the horizontal axis. The surface, which represents the road mileage, is sloping from the bottom-right to the upper-left. This association between road mileage and the population and area is also shown in Fig. 6 in a simple regression using the square root multiplication method.

Surprisingly, the findings of our analysis indicate that the effect of the population-area factor on the road mileage is similar in Saudi Arabia to the effect of this factor on road mileage in Ghana and Nigeria though the geographical characteristics of the last two countries are considerably different from those of Saudi Arabia. In both Ghana and Nigeria the population factor accounted for about 50% of the variations in road mileage and the addition of area as another independent factor accounted for another 20% (5), while in Saudi Arabia the factors accounted for 57% and 15% respectively. In the three countries the total explained variation was about 70% (a step-wise regression was used).

Factors other than the population and area account for about 30% of the variation in road mileage. These other factors are here studied from the map which shows the residuals of road mileage from the

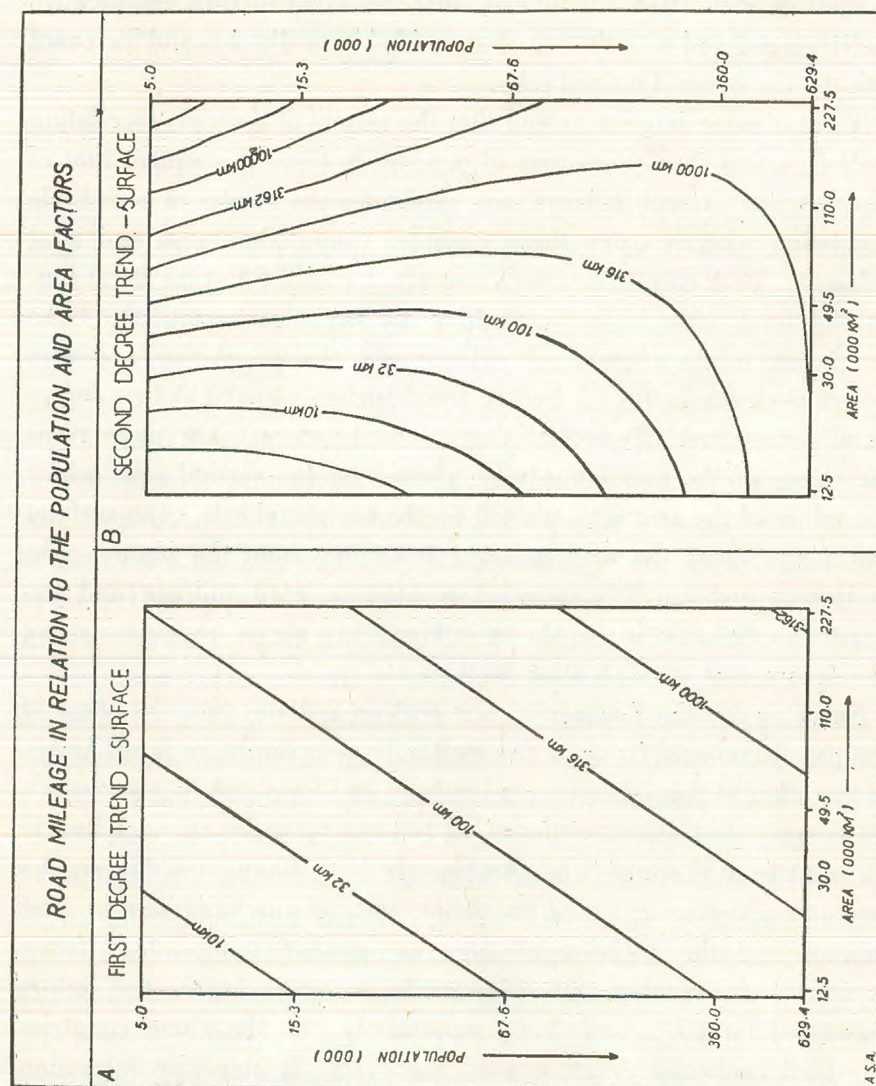


Fig. 5.

ASSOCIATION BETWEEN ROAD MILEAGE AND THE SQUARE ROOT OF THE POPULATION TIMES THE SQUARE ROOT OF THE AREA

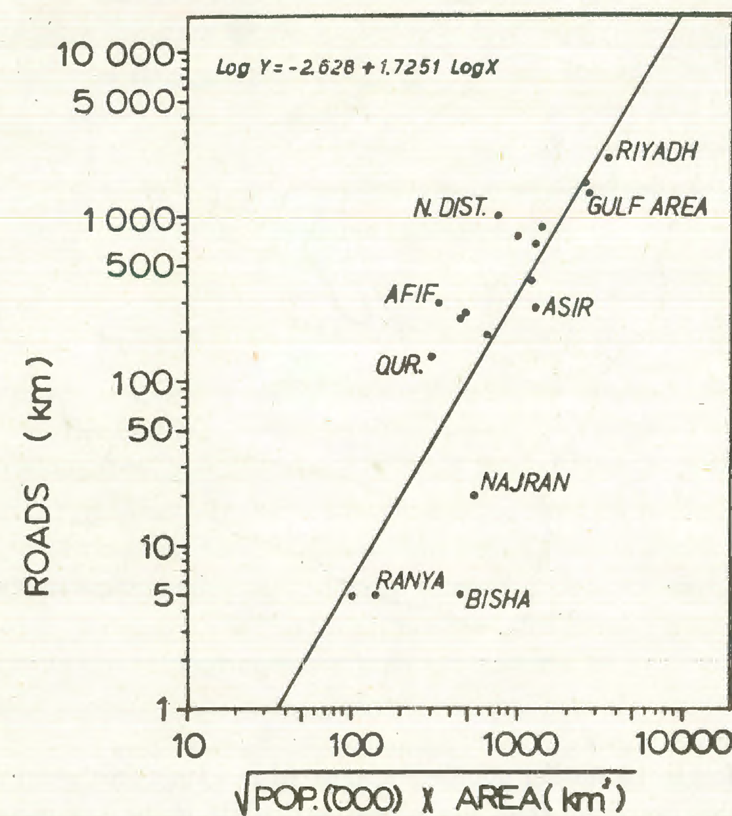


Fig. 6.

regression (Fig. 7). This map indicates that the main other factors affecting the road mileage are the distribution of population within each district, the location of each district (isolated or intermediate) and the social and economic activities.

(A) The Distribution of Population.

The main point revealed by the residual map is the influence of the distribution of the population upon the road mileage of each district

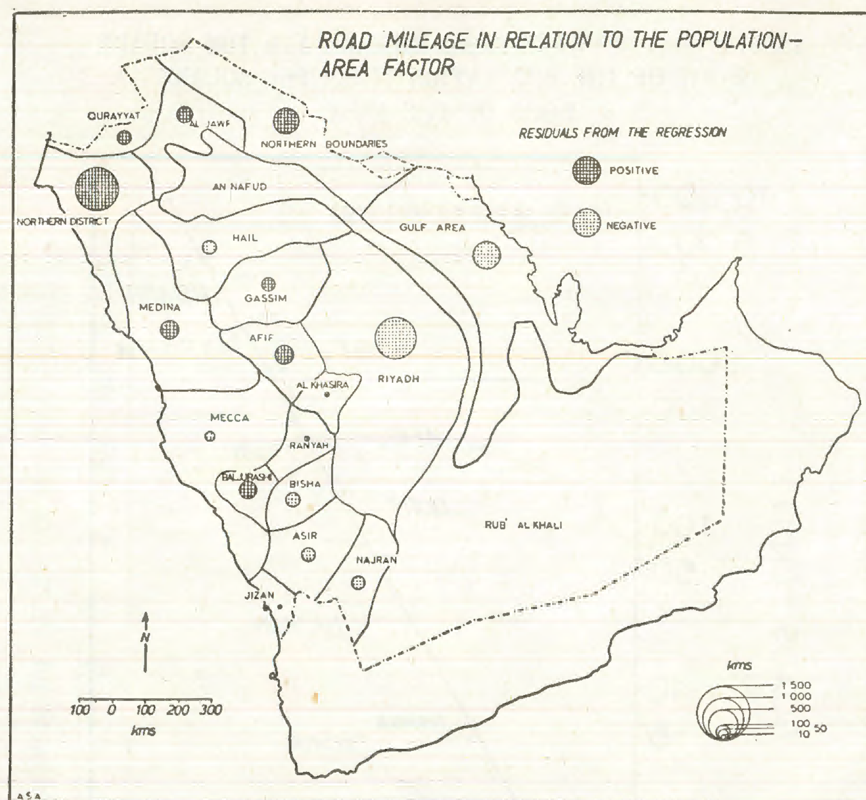


Fig. 7.

or the fact that a smaller population scattered in a large area needs more roads than its share from the regression — while if the population is concentrated in a number of big cities or a cluster of towns it needs less roads than its share from the regression. The districts on the east-west axis (Mecca, Riyadh and the Gulf district) all have negative residuals though they are the areas with the best road services. This results from the fact that most of the population of the district of Riyadh is concentrated in one city (Riyadh). Also most of the population of the Mecca district is concentrated in three cities separated by very short distances (Mecca, Jedda, and Taif with a distance of 72 kms. between the first two and 88 kms. between the last two). In the Gulf area almost all the population is concentrated in two clusters of towns (the Dammam

and Hufuf clusters) with a maximum distance of about 20 kms. between the towns of each cluster and 70 kms. between the two clusters. In the three districts, a few short but first class roads are sufficient to serve the large population because of their concentration. On the other hand a scattered population needs more roads (per capita) to be served adequately and thus we find the districts of Jizan, and Buljurashi have positive residuals in spite of their inadequate road services. It is because of this factor (the distribution of the population) that a country like Saudi Arabia needs high per capita roads to be served adequately, which is a major problem of transportation in this country.

(B) Hostile Environment or Isolation/intermediate or strategic location.

These are two factors which have different effects upon the road mileage. The hostile environment or isolation factor usually results in a total absence of the population factor and thus of roads as is the case in the Rub' Al Khali, An Nafud and the Dahna. Isolated location often leads to fewer roads than expected from the regression because such districts are not crossed by the main national or international roads; Najran, has a negative residual mainly because of its location on the edge of Rub' Al Khali. On the other hand the districts with intermediate locations are passed by the main national or international roads inspite of their small area or small population and thus such districts tend to have positive residuals : Afif, which is traversed by the Riyadh-Taif road, has a positive residual only because of this factor. When such a district with an intermediate location has a longish shape which makes its boundaries parallel to the traversing road (such as the Northern Boundaries district which is traversed by the Tapline road), the district concerned tends to have a high positive residual. Also when such an intermediate location is accompanied by some strategic importance, the district concerned tends to have a high positive residual. The Northern District has the highest positive residual, despite an insignificant population size, mainly because it overlooks the Gulf of Aqaba. Owing to this strategic location roads were built to link the inland town of Tabuk with both Haql and Ash Shaykh Humayd on the coast of the Gulf of

Aqaba. Tabuk is the largest military town in the northwest, Haql is the nearest Saudi seaport to Ilat (the only Israeli port on the Red Sea) and Ash Shaykh Humayd overlooks the southern entrance to the Gulf of Aqaba.

(C) The Economic and Social Activities.

Broadly, districts with low economic and social activities (and with no intermediate or strategic location) tend to have negative residual though they have no population concentration. Hail, Najran, Asir, Ranya and Al Khasira all have negative residuals because socially and economically they are backward districts.

CONCLUSION

This study has shown the validity of the hypothesis put forward at the beginning of this paper, that modern roads in Saudi Arabia were a product of human activities, built to serve certain requirements of life and came into existence only when and where they were needed and could be afforded. The spatial development of modern road network followed an east-west axial pattern which is also the pattern of the socio-economic development and in its overall growth modern roads have been closely associated with the discovery of oil, with the increase in the oil revenues and more directly with the growth of the government budget. Some of the findings in this paper may be of some significant geographical interest, mainly the fact that early development of roads in Saudi Arabia was not associated with the pattern of the density of population but with the location of the primate cities. Also interesting is the finding that the relationship between road mileage and the population-area factor has a similar degree of association in Saudi Arabia, Ghana and Nigeria inspite of the geographical difference between Saudi Arabia and the other two countries. Future research, it is hoped, will attempt to reject or support the general applicability of the regression model to underdeveloped countries.

REFERENCES

1. Al Sayyad, M.M., Transportation in the Arab Countries, Cairo, 1956; p. 154 (In Arabic).
2. The Arabian American Oil Company, *Handbook of Aramco;* The Netherlands, 1960, pp. 146-148.
3. Central Department of Statistics, *Statistical Yearbook, 1385 AH 1965 AD;* Riyadh, p. 252.
4. Taaffe, E.J., Morrill, R.I., Gould, P.R., Transport Expansion in Underdeveloped Countries : A Comparative Analysis, *The Geographical Review,* October, 1963, pp. 503-524.
5. *Ibid.,* p. 516.

STUDIES ON THE ECOLOGY

OF THE

EASTERN DESERT OF EGYPT

I. THE REGION BETWEEN LATITUDE 27° 30′ AND LATITUDE 25° 30′ N.

BY

M. KASSAS AND W.A. GIRGIS

1. INTRODUCTION

We shall here consider a part of the Eastern Desert that represents a transition between the limestone plateau in the north and the non-calcareous desert in the south. The limestone plateau fringes the east bank of the Nile Valley from Cairo southward till Qena. The northern part of this plateau was surveyed in previous studies (Kassas and Girgis, 1964 and 1965). The southern part of this limestone plateau extends from Asyut southward and is included in the area of the present study. The principal channel of Wadi Qena forms the eastern boundary of the limestone plateau and occupies one of the principal Pliocene anticlines (Sandford, 1934). It has a north-south course bounded on the west by the limestone plateau and on the east by a narrow strip of sandstone followed by basement-complex formations. From Qena southward till latitude 25° 15′ N the Nile Valley is bordered on its eastern side by a series of limestone blocks, mostly Cretaceous, followed by a sandstone plateau; further eastward is the basement-complex country, see map in Fig. 1.

The Asyut-Qena limestone plateau (mostly Lower Eocene) is dissected by numerous wadis, that are drainage systems of limited extent. The most notable of these systems is Wadi el-Asyuti which pours into a

rectangular plain covered by alluvial gravel. This depression is continuous with the Nile Valley and its deposits include Pliocene and post-Pliocene terraces of the Nile Valley. The main channel of Wadi el-Asyuti has its head on a high part of the limestone plateau (above 700 m.) which forms the divide between Wadi Qena on the east and wadis of the limestone plateau on the west. The main channel of Wadi el-Asyuti runs in an east-west direction and its downstream part traverses the gravel plain before it joins the Nile Valley a few kilometers south of Asyut. Throughout its course it receives numerous affluents including Wadi Hubara, Wadi Marahil and Wadi Habib. Wadi el-Asyuti represents austere conditions of water resources; it drains a part of the rainless desert of Egypt, and it has no contact with the Red Sea mountains which may provide other drainage systems of the Eastern Desert with some water.

Other wadis dissecting the limestone plateau are smaller in extent : Wadi Abu Shih, Wadi Bir el-Ain, Wadi Qassab, Wadi Abu Nafukh, etc. Reference may be made to the small wadi of Bir el-Ain as it has a water spring which creats special (oasis-like) type of moist habitat.

Wadi Qena is one of the most notable features of the Eastern Desert. The north-south course of its principal channel is unique ; other principal wadis of the Eastern Desert have a mostly east-west course. Its principal channel extends for about 200 km. between lat. 28° N and lat. 26° N. On the eastern side it receives numerous tributaries collecting the westward drainage of the Red Sea hills. On the western side, Wadi Qena receives a number of small tributaries draining the eastern scarps of the limestone plateau which contribute very little to the water resources of Wadi Qena. The downstream part of Wadi Qena traverses a wide valley which joins a broad gravel-covered deltaic plain bordering the Nile Valley. The alluvial gravels of these downstream parts overlie Pliocene deposits. Massive hills of these Pliocene deposits appear on the fringes of the mouth of Wadi Qena (Sandford, 1934).

Further south of Qena there is a deltaic plain into which pours el-Laqeita drainage system. Wadi Zaidun is the main part of this system. The eastern (upstream) parts of this drainage system collect westward drainage of the part of the Red Sea hills extending from Gebel el-Aradiya

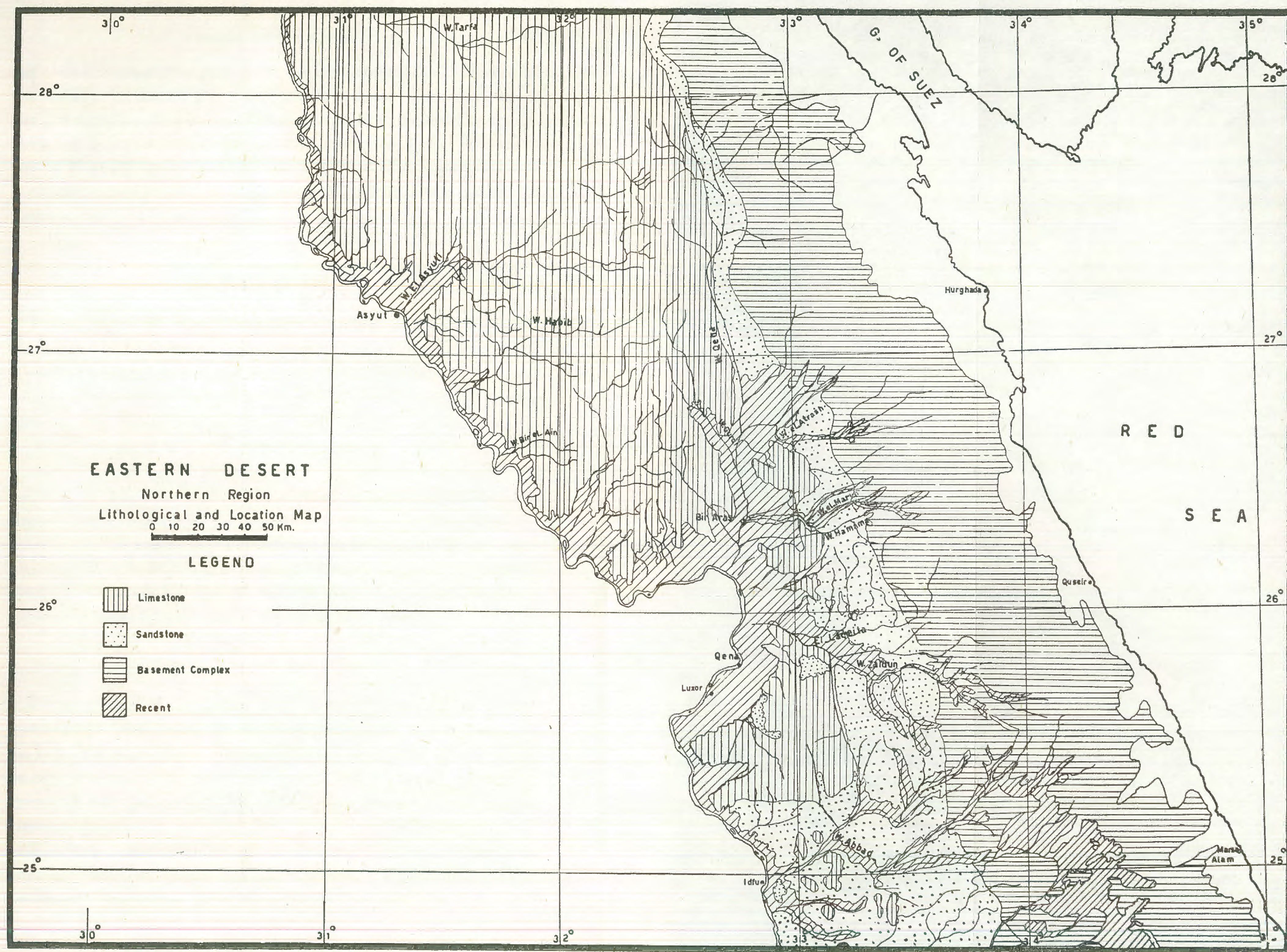


Fig. 1. — Map of Eastern Desert between lat. 28° N and 25° N.

(alt. 1011 m., lat. 26° 20′N) to Gebel Um Laseifa (alt. 1210 m., lat. 25° 35′N). The deltaic plain of el-Laqeita is bounded on the south by the limestone (Cretaceous and Eocene) block of Gebel el-Nezzi and on the north by a series of limestone outliers (Gebel el-Serai). The middle part of Wadi Zaidun and other members of this drainage system traverse sandstone country, whereas the upstream part extends across the basement-complex formations of the Red Sea hills.

2. WADI EL-ASYUTI

The vegetation of Wadi el-Asyuti was studied on three occasions : December 1962 (winter of a rainless year), April 1964 (late spring of a year with local showers) and February 1965 (early spring of a year with local showers). Wadi el-Asyuti, may be divided into three main sections. (1) The downstream deltaic plain is covered by deep alluvium of gravel and sand, and is dissected by a network of ill-defined water courses, Pl. I, A. (2) The middle part has a clearly defined channel bounded by limestone cliffs. The channel is often choked by sand embankments, see Pl. I, B. The western part has sand mounds of various extent. (3) The upstream tributaries and runnels dissect the limestone plateau. Their beds are often covered by coarse deposits of limestone detritus. Reference will also be made to Wadi Habib which is a main tributary pouring into the deltaic plain of Wadi el-Asyuti.

A. Deltaic Plain

The vegetation of the deltaic plain is mostly confined to shallow water-courses that dissect the sand-and-gravel beds of this plain, see Pl. I, A. The larger courses are the habitat of a scrubland type of various density dominated by evergreen growth of *Leptadenia pyrotechnica* associated with rich undergrowth of *Calligonum comosum*. Less common associates recorded in December 1962 include rare individuals of *Acacia raddiana* and occasional individuals of *Cornulaca monacantha, Phaeopappus scoparius, Artemisia judaica* and *Zilla spinosa*. In December 1962 *Calligonum comosum* and *Zilla spinosa* were mostly dry. In April 1964

Calligonum comosum was green and in full flower. On this occasion *Pulicaria crispa* was among the associates. In February 1965 *Calligonum comosum* was green with flower buds, *Pulicaria crispa* was more abundant, *Zilla spinosa* was green and in flower, and the associate species included abundant *Cotula cinerea* (ephemeral), together with *Polycarpaea repens, Zygophyllum coccineum* and *Echium rauwolfii* which were not recorded on the previous occasions. These differences in the vegetational aspects represent seasonal variations due to the natural phenology of *Calligonum comosum* (winter-deciduous), and year-to-year differences due to the differences in the annual rainfall.

In the smaller courses the vegetation is mostly dominated by *Zilla spinosa* which acquires a distinctly deciduous growth-form. Associate species include *Phaeopappus scoparius, Cornulaca monacantha, Pulicaria crispa* and *Calligonum comosum.*

B. The Principal Channel

The main water-course of Wadi el-Asyuti occupies the bed of a well-defined channel that is cut deeply through massive limestone formations. This east-west channel seems to intercept wind-blown sand brought by the prevalent north and north-west winds. This blown sand is deposited in the form of embankments over the northern cliffs bounding the channel (Pl. I, B), or in the form of small sand dunes or mounds. Some of these dunes are partly stabilised by plant growth.

The plant growth in this part of Wadi el-Asyuti exhibits three main types. *Cornulaca monacantha* dominates the plant growth in parts where limestone detritus of valley-fill is associated with thin or discontinuous cover of aeolian sand. *Calligonum comosum* forms sand mounds. *Tamarix aphylla* grows on, and partly stabilises, the larger mounds and hillocks (Pl. I, B). In the rainy years (e.g. April 1964) ephemeral growth of *Eremobium aegyptiacum* may appear on these sandy deposits.

C. Affluents and Runnels

Affluents and runnels which form parts of the drainage system vary in their size and hence their catchment areas and their water resources.

Beds of these affluents are usually covered by coarse alluvium. The plant growth differs in obvious relation to the size of the catchment area. In smaller runnels plant cover includes deciduous growth-forms of *Zilla spinosa* and *Artemisia judaica* together with *Anabasis setifera.* In larger affluents (e.g. Wadi Marahil) vegetation comprises patches of *Calligonum comosum* with *Cornulaca monacantha, Artemisia judaica, Atriplex leucoclada,* occasional bushes of *Tamarix aphylla* and rare individuals of *Acacia raddiana* and *Leptadenia pyrotechnica.* In April 1964 the vegetation of Wadi Marahil showed a richer species population and healthier growth of individual plants than showed by the vegetation of other parts of the Wadi el-Asyuti drainage system. The plant growth included *Launaea nudicaulis, Salsola tetrandra, Pulicaria undulata, Farsetia aegyptia, Diplotaxis acris, Zilla spinosa, Anabasis setifera, Artemisia judaica, Heliotropium ramosissimum, Atriplex leucoclada, Eremobium aegyptiacum* and *Matthiola livida.* This may be attributed to local rainfall that fed this wadi.

D. Wadi Habib

Wadi Habib was visited in February 1965. The plant growth in many parts of its channel was rich in total cover though comprised a few species : *Leptadenia pyrotechnica* and *Calligonum comosum.* The growth of the former species occupied the water course of the wadi whereas the growth of *Calligonum comosum* formed phytogenic sand mounds on the terraces fringing the water course. Apart from these two species there were dead remains of others. It is apparent that species population may be substantially enriched in rainy years.

3. WADI QENA

The drainage system of Wadi Qena may, for the purpose of the present study, be divided into three parts : the deltaic plain, the principal channel, and the affluent tributaries and their runnel feeders. The vegetation of Wadi Qena system was studied in February 1961, October 1963 and February 1965.

A. Deltaic Plain

This downstream part of the principal channel extends from the site of the Roman site at el-Heita (lat. 26° 35'N) till the confluence of the wadi with the Nile north of Qena (lat. 26° 12'N). This 40 km. stretch comprises two sections. The downstream section is a part of the plain that fringes the Nile Valley. The upstream section is bounded on the west side by Gebel Aras (523 m.) and on the east side by Gebel Abu Had and Gebel Qreiya (595 m.). In the downstream section of this deltaic plain the channel of Wadi Qena cuts its shallow course across sand-and-gravel beds of the 50-foot terrace of the lower Palaeolithic (Sandford, 1934 and 1929). The plant growth is a thin cover of : *Zilla spinosa, Haloxylon salicornicum, Pulicaria crispa, Artemisia judaica, Cleome droserifolia, Aerva persica, Zygophyllum coccineum, Ochradenus baccatus* and *Leptadenia pyrotechnica.* The upstream section is characterised by clearly defined terraces. The highest terraces (Pliocene gravel) and the 100-foot terraces are usually sterile. Terraces at a lower level (fringing the 100-foot terraces) are characterised by hillocks that are relicts of *Tamarix* growth. The density of these hillocks varies from one place to the other. This may be due to human interference ; Barron and Hume (1902, p. 7) state, «These heaps supply a small quantity of rotten wood which is collected and sold in Qena». In certain parts these fossil *Tamarix* hillocks are so crowded and extensive that they seem to indicate dense growth of *Tamarix* forest. The lower terraces are covered in parts with an open *Tamarix* scrub with varying density (Pl. II, A). The beds of the network of the water courses are the habitat of a desert vegetation with *Zygophyllum coccineum* or *Haloxylon salicornicum* (Pl. II, B) as the most abundant species.

The following is a list of species recorded in the deltaic part of Wadi Qena (October, 1963) :

Tamarix aphylla	*Ochradenus baccatus*
T. mannifera	*Capparis decidua*
Leptadenia pyrotechnica	*Zygophyllum coccineum*
Acacia ehrenbergiana	*Haloxylon salicornicum*
Zilla spinosa	*Heliotropium bacciferum*
Pulicaria crispa	*Pergularia tomentosa*
Aerva persica	*Artemisia judaica*
Calligonum comosum	*Cleome droserifolia*
Salsola baryosma	

Within this part of the deltaic plain there are a few wells that are holes dug in the wadi floor, water table reached at 2-5 m. This water is apparently due to seepage from the Nile through the porous deposits of the deltaic plain of Wadi Qena.

B. *Tamarix* Forest

Reference has been made to the extensive relicts of *Tamarix* growth on the intermediate terraces of Wadi Qena. These are hillocks of sandy materials admixed with remains of wood and branches of *Tamarix.* On the lower terraces (3-4 m. lower) there are patches of rich growth of *Tamarix aphylla* in the part of Wadi Qena upstream of Bir Aras, and of *Tamarix mannifera* in the part around, and downstream of, Bir Aras.

Two transects were set across the middle part of the wide valley of Wadi Qena (deltaic plain). The first transect (A-B) was set in a locality 9 km. upstream of Bir Aras ; the second transect (C-D) was set a short distance downstream of Bir Aras.

Transect A-B

A transect 50 m. wide and 1150 m. long, is divided into 23 quadrats each 50 × 50 m. Its long axis traverses from the intermediate terraces on the west side (A), across the channel of the water course, to the east side (B). On both sides of the intermediate terraces rise the higher gravel terraces of the Plio-Pleistocene and the Pliocene deposits. These are — at present — sterile except for the few plants that may appear in the small runnels dissecting the gravel beds. Table 1 gives the analysis of the plant growth within 19 quadrats of this transect.

Quadrats 1-4 represent part of the intermediate terrace on the west side and include fossil hillocks of *Tamarix aphylla.* The number of these

TABLE 1

Analysis of the plant growth in 19 quadrats of transect A-B set across the course of Wadi Qena, 9 km. north of Bir Aras: Q=quadrat number, green = living *Tamarix aphylla*, fossil = hillocks with dead remains of *T. aphylla*, n = number of individual bushes or fossil hillocks, a = area in sq.m. covered by bushes or fossil hillocks, A on the west bank, B on the east bank. The transect is 50 m., wide and 1150 m. long divided into 23 quadrats each 50 × 50 m., October 1963.

Q	GREEN	FOSSIL	OTHER ASSOCIATES AND REMARKS
A 1	—	n 1 a 80	Wadi middle terrace
2	—	n 3 a 261	
3	—	n 3 a 32	*Haloxylon salicornicum*
4	—	n 7 a 371	Runnel with *Zilla spinosa* and *Haloxylon salicornicum*
5	n 3 a 288	—	The lower terrace of the wadi, 350 cm. lower than the terrace of previous quadrats
6	n 3 a 398	—	*Zilla spinosa*
7	—	n 1 a 348	Relict of higher terrace, *Leptadenia pyrotechnica, Ochradenus baccatus, Zilla spinosa, H. salicornicum*
8	n 2 a 580	n 1 a 195	
9	—	—	
10	—	n 1 a 70	The eastern bank, wadi terrace, *Haloxylon salicornicum*
11	—	n 1 a 3	
12	—	n 1 a 340	*Artemisia judaica*
13	—	n — a 12	Part of a large fossil hillock mostly outside the quadrat

TABLE 1 (*cont.*)

Q	GREEN	FOSSIL	OTHER ASSOCIATES AND REMARKS
14	—	—	Gravel bed amidst the fossil hillocks
15	—	n 1 a 360	
16	—	n 2 a 260	
17	—	n 1 a 252	
18	—	n 1 a 378	
19	—	n 2 a 800	

hillocks varies from one in quadrat 1 to seven in quadrat 4, the total area they cover varies from 32 sq. m. in quadrat 3 to 371 sq. m. in quadrat 4. Quadrat 4 is bounded by a runnel which is a part of the network system of water courses. In this runnel abound *Zilla spinosa* and *Haloxylon salicornicum.*

Quadrats 5 and 6 represent the lower terrace on the west side of the main channel. This terrace is about 4 m. lower than the intermediate terraces of the previous quadrats. In this part there are no fossil hillocks but there is rich growth of *Tamarix aphylla* : three individuals in each quadrat covering 288 sq. m. in quadrat 5 and 398 sq. m. in quadrat 6. *Zilla spinosa* is a common associate.

Quadrats 7 and 8 represent a part which includes the main water course with island-like patches of higher ground. In quadrat 7 there is a patch (348 sq. m.) of high ground (same level as the intermediate terrace) covered with the dead remains of *Tamarix aphylla;* quadrat 8 comprises a similar, though smaller (195 sq. m.) patch together with two islands (total area 580 sq. m.) covered with living *Tamarix aphylla.* The water course is covered by sparse growth of *Leptadenia pyrotechnica, Ochradenus baccatus, Zilla spinosa* and *Haloxylon salicornicum.*

Quadrats 9-23 represent the intermediate terrace on the east side. No living *Tamarix aphylla* is found within this area but numerous fossil

hillocks of this plant. Quadrats 9, 14, 20 and 23 represent gravel beds amongst fossil hillocks. The number of these hillocks varies from 1 to 2 and the area they cover varies from 3 sq. m. (quadrat 11) to 1295 sq. m. (quadrat 22). Runnels dissecting the gravel terrace are habitat of *Haloxylon salicornicum* with occasional *Artemisia judaica* (quadrat 12).

Table 2 gives the analysis of a number of profiles representing surface deposits (soil) within transect A-B. The first profile (samples 165-170) represents the material of one of the *Tamarix aphylla* fossil hillocks. Apart from the bottom sample 170 which contains 43.5% gravel, the rest of the hillock material is mostly mixed sand. The gravel layer is apparently the original surface of a gravel terrace on top of which the hillock has been built. Remains of *Tamarix* wood and twigs are present all through the profile but are more notable in the top 130 cm. (samples 165-166). The salt content is highest (7.82%) in the top sample (165), decreases to 5.57% in sample 166, and is noticeably reduced downward the profile to 0.82% in sample 167 till it reaches 0.26% in the bottom sample. These water-soluble salts are mostly chlorides, sulphates and bicarbonates with traces of nitrates. The loss-on-ignition is highest (over 4%) in the top two samples and is reduced downward the profile to 0.82% in the bottom sample. The organic carbon content shows a comparable pattern being highest (1.48%) in the top sample and 0.021% in the bottom sample. The HCl-soluble material and the total carbonate content vary from 44.2% and 31% in the top sample to 26.4% and 24% in the bottom sample, respectively. The pH values are in all the samples on the alkaline side though it is lower in the top two samples than in the bottom samples.

The second profile (samples 171-174) represents surface deposits of the ground in between the fossil hillocks, mostly mixed deposits with variable amounts of gravel and coarse material : 5.8% and 6.2% in sample 171 as compared with 0.7% and 0.7% in sample 172. Differences in texture of the successive layers are typical of alluvial deposits of wadi-fill materials. The salt content is lowest (0.29%) in the bottom sample (174) and is irregularly higher (0.72-083%) in the upper samples, mostly sulphates with some bicarbonates and traces of chlorides

TABLE 2

Analyses of profiles associated with transect A-B set in Wadi Qena. (Ign. = ignition, Org. = organic, sol. = soluble, tr. = traces).

Remarks	Sample N°	Depth (cm.)	Particle size mm. (%)							Water soluble material (% air dry weight)								% oven dry	% air dry weight			pH
			>2.057	2.057-1.003	1.003-0.500	0.500-0.211	0.211-0.104	0.104-0.053	<0.053	Total	Cl	SO_4	NO_3	CO_3	HCO_3	Fe	Mg	Loss ign.	Org. C	HCl-sol.	$CaCO_3$	
1. Fossil *Tamarix aphylla* hillocks, 18.10.1963.																						
Body of the hillock																						
Fine sand + silt, dark	165	0- 65	1.7	3.2	6.3	11.5	29.8	36.3	11.2	7.82	2.12	1.67	0.004	0.0	0.720	0.0023	0.300	4.14	1.480	44.2	31.0	7.79
Plant remains	166	65-130	0.0	5.0	6.8	7.5	26.3	44.3	14.2	5.57	1.22	1.42	0.002	0.0	0.600	0.0025	0.220	4.11	1.210	42.2	32.5	7.65
Fine sand + silt	167	130-200	0.0	0.3	2.6	25.3	50.4	18.4	3.0	0.82	0.32	0.10	0.004	0.0	0.033	0.0000	0.021	0.97	0.070	36.7	31.0	8.28
Fine sand + silt	168	200-220	0.3	0.6	4.0	22.4	36.4	27.4	8.9	0.55	0.16	0.09	0.002	0.0	0.028	0.0000	0.011	1.39	0.036	35.0	31.0	8.48
Wadi terrace																						
Mixed sand	169	220-260	0.7	2.5	22.9	50.1	14.4	4.7	1.7	0.31	0.06	0.11	0.001	0.0	0.023	0.0003	0.004	0.92	0.024	27.3	24.0	8.55
Coarse sand + rock fragments	170	260-270	14.1	9.5	19.9	31.5	16.2	7.2	1.6	0.26	0.08	0.07	0.001	0.0	0.021	0.0000	0.003	0.82	0.021	26.4	24.0	8.83
2. Ground in between the fossil *Tamarix aphylla* hillocks, 19.10.1963.																						
Coarse sand + rock fragments	171	0- 10	5.8	6.2	13.1	37.9	24.7	8.7	3.6	0.65	0.009	0.38	0.0005	0.0	0.014	0.0001	0.005	1.04	0.012	25.0	24.0	8.51
Fine sand + silt	172	10- 20	0.7	0.7	1.8	11.1	55.7	20.3	9.7	0.83	0.006	0.38	0.0004	0.0	0.014	0.0000	0.008	1.60	0.015	32.5	30.0	8.40
Mixed sand	173	20- 25	3.0	4.3	10.5	36.5	33.7	8.9	3.1	0.72	0.008	0.40	0.0006	0.0	0.016	0.0000	0.008	1.70	0.024	28.2	24.5	8.32
Fine sand + silt	174	25- 65	0.5	1.0	5.0	50.0	36.2	5.5	1.8	0.29	0.027	0.14	0.0007	0.0	0.015	0.0000	0.007	0.89	0.006	27.3	26.8	8.79
3. Margin of intermediate terrace, 19.10.1963.																						
Mixed sand, whitish	180	0- 40	0.3	0.4	12.5	55.7	24.1	6.0	1.0	1.52	0.024	0.93	0.0007	0.0	0.016	0.0001	0.008	1.21	0.006	38.2	13.0	8.43
Mixed sand + gravel	181	40- 60	7.5	6.4	24.1	50.8	8.2	1.9	1.1	0.76	0.236	0.20	0.0060	0.0	0.014	0.0001	0.005	0.68	0.024	17.3	15.7	8.66
Fine sand, yellowish	182	60-120	0.2	0.6	2.2	55.2	36.4	4.3	1.1	0.58	0.196	0.03	0.0038	0.0	0.024	0.0000	0.012	1.65	0.042	25.0	23.7	8.51
Gravelly, brownish	183	120-140	16.9	9.3	17.7	43.3	11.2	1.2	0.4	0.68	0.184	0.14	0.0040	0.0	0.014	0.0000	0.013	0.68	0.018	18.9	16.0	8.39
Mixed sand + silt	184	140-210	0.0	0.2	8.4	59.0	25.1	5.4	1.9	1.36	0.455	0.25	0.0055	0.0	0.013	0.0000	0.050	0.99	0.045	22.2	20.2	8.30
4. Green *Tamarix aphylla* hillocks, 19.10.1963.																						
Body of the hillock																						
Wind-borne sand	175	0- 5	0.0	0.0	0.0	29.5	50.9	18.2	1.4	0.38	0.087	0.12	0.0009	0.0	0.033	0.0000	0.009	1.00	0.120	29.4	27.2	9.00
Fine sand + silt	176	5- 25	0.0	0.0	0.7	11.2	43.6	34.5	10.0	0.61	0.194	0.12	0.0007	0.0	0.033	0.0000	0.019	3.27	0.120	33.4	30.5	8.59
Mixed sand + silt	177	25- 50	0.0	0.0	4.3	45.7	34.5	12.5	3.0	0.63	0.053	0.34	0.0006	0.0	0.023	0.0000	0.011	0.96	0.160	25.7	24.7	8.60
Wadi terrace																						
Fine sand + silt	178	50-100	0.0	0.0	0.1	22.9	53.9	16.7	8.4	0.40	0.093	0.10	0.0004	0.0	0.021	0.0000	0.015	1.33	0.090	32.5	29.7	8.73
Coarse sand + gravel	179	100-120	40.5	10.8	14.4	24.2	8.1	1.8	0.2	0.08	0.005	0.03	0.0002	0.0	0.024	0.0000	0.002	0.47	0.009	18.2	16.0	9.19

and nitrates. The loss-on-ignition varies from 0.89% in the bottom sample (174) to 1.7% in the sample above it. The organic carbon is low : 0.012% in the top sample and 0.006% in the bottom sample. HCl-soluble material and total carbonate content vary but a little around an average of 25%. The relatively high percentage of the total carbonate content in this and in the other profiles is due to the high proportion of limestone detritus in the deposits.

The third profile represents the exposed cliff-like margin of the intermediate terrace (exposed surface is cleared before the samples are taken). The margin is characterised in many parts of this section of Wadi Qena by a surface layer of whitish material in the form of packed tubular concretions (sample 180). Below this layer the deposits are typical of wadi-fill material : alternate layers different in their gravel content. The salt content is highest (1.52%) in the top sample (180), decreasing to about 0.6% in the three layers below it (samples 181-183) and increasing once more to 1.36% in sample 184. The distribution of the water soluble salts shows the downward increase of the chlorides from 0.024% in the surface sample (0-40 cm.) to 0.45% in the bottom sample (140-210 cm.). The water-soluble sulphates show a different pattern being highest (0.93%) in the surface sample, decreasing to a minimum of 0.03% half way the profile (60-120 cm.) and increasing further downward to 0.25% in the bottom layer (140-210 cm.). The estimate of the water-soluble sulphates in the surface layer (sample 180) does not seem to represent all the sulphates present. The notable difference between the estimate of the HCl-soluble material (38.2%) and the total carbonate content (13.0%) may be due to the presence of excessive sulphates not dissolved in the water extract but which may be more dissolved in the HCl extract. The water-soluble salts include also some bicarbonates and traces of nitrates. The organic carbon content is low and the pH values indicate distinctly alkaline conditions.

The fourth profile in Table 2 represents deposits associated with living growth of *Tamarix aphylla :* samples 175-178 (sandy material accumulated around one of the *Tamarix* bushes), sample 179 (surface of the gravel terrace on top of which the hillock has been built). The latter sample is formed mostly of gravel (40.5%) and other coarse

material. The hillock material is mostly homogeneous and is formed of mixed sand. The salt content varies within the profile, and reaches a minimum (0.08 %) in the bottom gravelly layer (sample 179) and a maximum (0.6 %) within the subsurface layers represented by samples 176 and 177. Water-soluble salts are mostly sulphates and chlorides with some bicarbonates and traces of nitrates. The loss-on-ignition and organic carbon contents are low, though relatively higher in the upper layers. The pH values indicate distinctly alkaline conditions.

Transect C-D

This transect is 50 m. wide and 500 m. long and is divided into 10 quadrats each 50 × 50 m. Its long axis traverses the area containing the network system of runnels dissecting the terraces of the wadi. In this part the valley of Wadi Qena is relatively narrow as compared to the wide valley of the upstream part represented by transect A-B. This narrowness have apparently caused the gushing water of Wadi Qena to dissect and destroy the terraces. The water courses (channels and runnels) enclose island-like patches of intermediate and lower terraces. Patches of higher terraces may have fossil *Tamarix* hillocks whereas patches of lower terraces may have living growth of *Tamarix mannifera*. Plant growth in the dissecting water courses is mostly *Zygophyllum coccineum*.

Table 3 gives the analysis of the 10 quadrats forming this transect. Quadrats 1-3 represent mixed patches of the two types of terraces with living bushes of *Tamarix mannifera* and fossil hillocks. Quadrats 4 and 5 represent a larger patch of the intermediate terrace with numerous of fossil hillocks. Quadrats 6-10 represent an area dissected by *Zygophyllum coccineum* runnels. Quadrat 7 is mostly a part of larger runnel with *Zygophyllum coccineum* and *Haloxylon salicornicum*. Quadrat 8 has one patch of the intermediate terrace covered with a fossil hillock 1125 sq.m in area.

Comparing transects A-B and C-D, we may note that the fossil *Tamarix* hillocks are represented in both areas. The plant growth shows two notable differences : in the former transect *Tamarix aphylla* is the dominant bush whereas in transect C-D *Tamarix mannifera* is dominant; in

transect A-B *Haloxylon salicornicum* is the most abundant plant in the water courses (together with *Zilla spinosa*, etc.) whereas in transect C-D *Zygophyllum coccineum* is the most abundant plant in the water courses.

TABLE 3

Analysis of the plant growth in transect C-D set across the course of Wadi Qena near Bir Aras : Q = quadrat number, green = living *Tamarix mannifera*, fossil = hillocks with dead remains of *Tamarix*, n = number of individual bushes of fossil hillocks, a = area in sq. m. covered by bushes or fossil hillocks, C on the west bank, D on the east bank. The transect is 50 m. wide and 500 m. long divided into 10 quadrats each 50 × 50 m., October 1963.

Q	GREEN	FOSSIL	OTHER ASSOCIATES AND REMARKS
C 1	n 3 a 280	n 6 a 244	Runnels with *Zygophyllum coccineum*
2	n 6 a 497	n 2 a 99	Regeneration of *Tamarix*, *Zygophyllum coccineum*
3	n 1 a 240	n 3 a 28	*Zygophyllum coccineum*
4	—	n 12 a 965	
5	—	n 9 a 727	
6	n 1 a 288	n 4 a1178	*Zygophyllum coccineum*
7	—	n — a 20	*Zygophyllum coccineum*, *Haloxylon salicornicum*
8	n — a 80	n 1 a1125	*Zygophyllum coccineum*, *Tamarix* bush rooted outside the quadrat
9	—	n 2 a 178	*Zygophyllum coccineum*
10 D	n 1 a 120	n 1 a 150	*Zygophyllum coccineum*, *Haloxylon salicornicum*

Table 4 gives the analyses of samples representing various types of deposits within the area of transect C-D. The first profile represents a fossil *Tamarix* hillock, samples 185-188 (successive layers

of the hillock), sample 189 (surface deposits in the areas in between the fossil hillocks). Deposits of the hillock are mostly mixture of sand, the surface layers (samples 185 and 186) contain wood fragments and other plant remains (about 11% in sample 185). Sample 188 represents a layer with whitish tubular concretions. Sample 189 contains 11.7% + 7.8% gravel and coarse material, surface deposits of the terrace on top of which the hillocks have been built. The salt content is highest (6.78%) in the surface of the hillock (sample 185) and decreases in the subsurface layers to about half this proportion; in sample 189 it is further reduced to 1.16%. Water-soluble salts are mostly chlorides and sulphates with some bicarbonates and traces of nitrates. Loss-on-ignition and organic carbon contents in the material of the hillock are much greater than is usual in the desert soils. The pH values show distinctly alkaline conditions. The notable difference between the estimate of the HCl-soluble material (50.2%) and the estimate of the total carbonates (33.5%) in sample 188 may indicate the presence of sulphates that are not shown in the analysis of the water extract.

The second profile is a set of samples taken from the exposed cliff-like margin of the intermediate terrace. The deposits included a surface layer of whitish deposits (0-10 cm.), a layer (10-50 cm.) of cemented material, and a lower layer (50-100 cm.) of softer and less compact material. The material of the three samples of this profile is formed mostly of medium-textured sand and softer deposits. The notable feature of these deposits is the high content of water-soluble salts especially in the intermediate layer (10-50 cm.) represented by sample 195 in which the salt content is 20.10%. The salt content is 4.82% in the upper layer and 7.64% in the bottom layer. These salts are mainly chlorides (10.6% in sample 195) and sulphates with some bicarbonates and traces of nitrates. The loss-on-ignition is high (8-9%); the organic carbon content is less than 1%. The total carbonate content is high (over 40%) in all samples. This indicates the high proportion of limestone detrital material in the deposits.

The third profile represents the material of a hillock built around one of the living *Tamarix mannifera* bushes. The surface two layers (samples 190 and 191) contain no coarse material. By contrast the

TABLE 4

Analyses of profiles associated with transect C-D set in Wadi Qena. (Ign. = ignition, Org. = organic, sol. = soluble, tr. = traces)

Remarks	Sample N°	Depth (cm.)	Particle size mm. (%)							Water soluble material (% air dry weight)								% oven dry	% air dry weight			pH
			>2.057	2.057-1.003	1.003-0.500	0.500-0.211	0.211-0.104	0.104-0.053	<0.053	Total	Cl	SO_4	NO_3	CO_3	HCO_3	Fe	Mg	Loss ign.	Org. C	HCl sol.	$CaCO_3$	
1. Fossil *Tamarix* hillocks, 19.10.1963.																						
Fine sand + silt	185	0- 50	2.6	2.2	6.4	25.8	32.6	20.6	9.8	6.78	1.70	1.31	0.0050	0.0	0.360	0.0003	0.420	5.34	1.74	37.0	26.3	8.89
Plant remains	186	50- 90	0.0	0.5	4.2	39.9	36.2	14.6	4.6	3.24	1.76	0.31	0.0042	0.0	0.054	0.0002	0.250	4.27	0.33	34.5	27.3	8.01
Fine sand + silt	187	90-130	0.1	0.4	2.1	25.5	49.4	15.0	7.5	3.46	0.33	0.60	0.0033	0.0	0.025	0.0002	0.120	4.21	0.23	34.9	29.0	8.26
Fine sand, whitish, compact	188	130-140	4.4	7.5	15.3	24.9	25.5	14.1	8.3	3.26	0.92	0.44	0.0025	0.0	0.032	0.0001	0.070	6.84	0.30	50.2	33.5	8.38
Ground in between hillocks .... Mixed sand + small gravels	189	0- 40	11.7	7.8	18.6	40.7	12.7	4.5	4.0	1.16	0.55	0.14	0.0007	0.0	0.020	0.0000	0.002	1.42	0.04	24.0	28.2	8.48
2. Margin of intermediate terrace, 19.10.1963.																						
Fine sand + silt	194	0- 10	0.0	0.0	0.0	18.3	25.5	45.1	11.1	4.82	1.57	0.93	0.0025	0.0	0.020	0.0002	0.052	8.73	0.22	58.7	46.3	8.20
Fine sand + silt, very hard	195	10- 50	0.0	0.0	0.0	27.6	50.8	16.9	4.7	20.10	10.60	1.78	0.0100	0.0	0.022	0.0006	0.190	8.90	0.76	65.9	43.7	8.10
Fine sand + silt, less hard	196	50-100	0.0	0.0	0.0	7.4	40.2	39.7	12.7	7.64	3.40	0.94	0.0020	0.0	0.017	0.0003	0.072	9.17	0.31	54.7	42.3	7.94
3. Green *Tamarix mannifera* hillocks, 19.10.1963.																						
Wind-borne fresh sand	190	0- 20	0.0	0.0	9.0	43.2	32.1	13.4	2.3	1.22	0.26	0.29	0.0007	0.0	0.150	0.0001	0.020	1.04	0.06	28.0	26.2	8.89
Fine sand, yellowish	191	20- 60	0.0	0.4	2.0	47.2	40.1	8.6	1.7	0.09	0.009	0.01	0.0001	0.0	0.031	0.0000	0.002	0.79	0.036	26.3	25.1	9.36
Coarse sand + small gravels	192	60-100	5.0	6.8	19.0	54.6	12.3	1.8	0.5	0.07	0.009	0.01	0.0001	0.0	0.034	0.0000	0.002	0.58	0.039	18.2	17.5	9.50
Coarse sand + small gravels	193	100-110	25.3	19.5	18.0	26.2	8.6	1.9	0.5	0.38	0.098	0.03	0.0001	0.0	0.020	0.0000	0.005	1.70	0.039	19.2	18.4	8.76

bottom layer (sample 193) contains 25.3% gravel + 19.5% very coarse sand, it represents the gravel bed on top of which the hillock has been built. The salt content decreases from 1.22% in the surface layer (sample 190) to 0.07% in sample 192. It increases to 0.38% in sample 193. These water-soluble salts are mixed chlorides, sulphates and bicarbonates with traces of nitrates. The organic carbon content is very low in all the samples. The HCl-soluble material decreases from 28% in the surface layer to 19.2% in the bottom layer, the total carbonate content shows a parallel pattern. Soil reaction in all the samples is distinctly alkaline.

Comparing the data in Table 2 and Table 4 we may note the following points. The physical and chemical composition of the fossil *Tamarix* hillocks are very similar. Water extracts of their materials show the presence of some soluble iron compounds, a feature which is not noted in most of the fresh deposits of the living *Tamarix*. Materials of hillocks built around *Tamarix aphylla* (transect A-B) are comparable to those of hillocks of *Tamarix mannifera* (transect C-D) in their principal composition, but the water-soluble salt content is higher in the latter hillocks especially in the surface layers. The remarkable difference is between the materials of the terrace margins. In the margin of the terrace in the area of transect A-B (Table 2, profile 3) the water-soluble salt content is much lower than that in the comparable profile 2 in Table 4. The higher salinity of these surface deposits may indicate the «availability» of more soluble-salts in the area of transect C-D than in the area of the other transect and may explain the growth of the salt tolerant *Tamarix mannifera* in one part and the growth of the salt intolerant *Tamarix aphylla* in the other part.

C. The Principal Channel

The principal channel of Wadi Qena upstream of the deltaic part is a well-defined course bounded on both sides by gently sloping plateau, see Pl. III, A. The wadi-fill deposits are obviously deep and are mostly compact, apparently due to the presence of a certain amount of soft silts. The plant growth is mostly confined to the fringes (narrow terraces)

of the water course, and is mainly an *Acacia ehrenbergiana* scrubland of various density. Associate species include *Salsola baryosma, Zilla spinosa, Artemisia judaica, Pulicaria crispa, Aerva persica* and *Leptadenia pyrotechnica.*

D. Affluents and runnels

The main trunk of Wadi Qena receives throughout its long course, numerous tributaries on the eastern side and only a few tributaries on the western side. The eastern tributaries collect the westward drainage of the Red Sea chain of mountains and hills and they form the main feeders of Wadi Qena. The western tributaries drain the dry (rainless) limestone plateau.

Wadi Gurdi is the main western tributary. Apart from its downstream (confluence with the principal channel of Wadi Qena) where there is an open *Acacia ehrenbergiana* scrubland, the wadi has a very thin suffrutescent plant growth. In the other parts of its main channel *Zilla spinosa* abounds but the *Acacia ehrenbergiana* bushes are extremely scarce. In affluent runnels of Wadi Gurdi a thin growth of *Zygophyllum coccineum* may be present.

Wadi el-Atrash is one of the main eastern tributaries. Its has its head affluents on the slopes of Gebel Dokhan (1661 m.) and Gebel Qattar (1963 m.) of the Red Sea mountains. The main trunk of Wadi el-Atrash has patches of *Leptadenia pyrotechnica* open scrubland. The course of some of its affluents may be choked with sheets of sand, this is habitat of rich growth of *Calligonum comosum.* The downstream part of Wadi el-Atrash has an ill-defined course traversing a gently sloping erosion pavement covered with basement-complex detritus with mosaic of sand sheets. On these sheets plant growth is mainly ephemeral comprising *Fagonia indica* and *Morettia philaena* (dry remains in February 1961).

Wadi Fatira is a twin affluent of Wadi el-Atrash. Its head parts drain the slopes of Gebel Shaiyeb el-Banat (2187 m.) and Gebel Abu Hamr (1443 m.). In the main channel of this wadi the vegetation is mostly a *Zilla spinosa* growth.

The head parts of these wadis are associated with the montane country and their plant growth indicate less arid conditions than do their downstream parts. In these head parts *Acacia raddiana* and *Moringa peregrina* may form local patches of scrubland growth.

Wadi el-Qreiya joins the deltaic part of Wadi Qena at Bir Aras. It receives two principal tributaries : Wadi el-Markh and Wadi Hamama. These wadis drain some of the Red Sea hills the highest of which is Gebel Abu Furad (1032 m.). In the upstream parts of Wadi el-Markh there are patches of *Leptadenia pyrotechnica* scrubland with occasional *Acacia raddiana* trees. In the middle and downstream parts the *Leptadenia* growth is very scarce and the vegetation is essentially a *Zilla spinosa* growth associated with *Artemisia judaica* and *Aerva persica.*

The vegetation of the principal course of Wadi Hamama is essentially an open *Acacia ehrenbergiana* scrubland. The vegetation of the affluents of this wadi is mostly a *Zilla spinosa* — *Zygophyllum coccineum* type.

4. WADI ZAIDUN

The Wadi Zaidun drainage system may ecologically be divided into four sections : deltaic plain, main channels, tributary wadis, and affluents in the montane country. The plant growth of this wadi was studied in February 1965.

A. Deltaic Plain

The deltaic plain of el-Laqeita is an extensive plain dissected by a network of shallow courses and studded by massive bodies of sand dunes, see Pl. III, B. Sand dunes are covered by rich growth of *Tamarix mannifera.* There are only a few of the fossil *Tamarix* dunes of the type that characterises the downstream part of Wadi Qena. The water-course channels are the habitat of a vegetational type dominated by *Zygophyllum coccineum.* Associate species include *Zilla spinosa, Aerva persica* and *Crotalaria aegyptiaca. Salsola baryosma* is the most abundant species on the flat ground amidst the *Tamarix* dunes and on the island-like patches in between the network system of water courses. Dead

remains of *Schouwia thebaica, Zygophyllum simplex* and *Tribulus longipetalus* are abundant. These remains are indicative of rich ephemeral growth that may appear in rainy years, probably remains of the 1964 growth.

B. Main Channels

In the eastern part of el-Laqeita plain, and in the sandstone country further eastward, there are a number of clearly defined channels including the main channel of Wadi Zaidun. This part of the drainage system is intermediate between the deltaic plain on the west side and the numerous tributary wadis dissecting the basement-complex country on the east side. The vegetation in this part is essentially an open scrubland of *Leptadenia pyrotechnica* with extensive patches of *Crotalaria aegyptiaca* or *Salsola baryosma* growth. Associate species include *Fagonia bruguieri* and *Aerva persica*. *Zygophyllum coccineum* is either very rare or absent. The rarity of *Zygophyllum coccineum* is one of the notable features of the vegetation of this part as it is a most common species in the downstream plain and in the upstream tributary wadis and in the affluents of the montane country.

C. Tributary Wadis

These are the main channels of tributaries of Wadi Zaidun drainage system traversing the hills of the basement-complex country. The vegetation of these wadis is mainly an *Acacia ehrenbergiana* scrub of various density. Associate shrubs include occasional *A. raddiana* and *Capparis decidua*. The undergrowth includes *Zilla spinosa, Zygophyllum coccineum, Crotalaria aegyptiaca, Aerva persica, Colocynthis vulgaris, Cassia senna, Pulicaria undulata, P. crispa* and *Fagonia bruguieri*. In certain localities there may be the one or both of the two climbers : *Ochradenus baccatus* and *Pergularia tomentosa*.

D. Affluents in the Montane Country

These are upstream tributaries of the drainage system collecting run-off of the western slopes of the chain of mountains forming the main

water-shed. The vegetation of these wadis is mainly an *Acacia raddiana* open forest with decreasing population of *A. ehrenbergiana*; patches of *Salvadora persica* are present in some of these affluents.

5. THE PLANT GROWTH

5. 1. General Remarks

The area surveyed in this part represents the transition between the limestone plateau of the northern part of the Eastern Desert (Kassas & Girgis, 1964 and 1965) and the non-calcareous desert of the southern part (including the Nubian Desert). Wadi el-Asyuti area is a part of the limestone plateau.

It will be noted that *Zygophyllum coccineum* which is one of the most common species of the limestone desert is also common in the area surveyed in this transitional part, but is not present in the parts further south. It may also be noted that *Acacia ehrenbergiana* is abundant in Wadi Qena and in wadis further south but it is not recorded in Wadi el-Asyuti nor in wadis of the northern limestone plateau.

The surveyed area is a part of the rainless desert of Egypt. It may, however be noted that upstream parts of drainage systems (with the exception of Wadi el-Asyuti) drain the western slopes of the Red Sea hills and mountains which receive some of the coastal rainfall. Westward drainage of these mountains feeds these upstream tributaries. In years with good rainfall drainage may be ample and may reach the main trunks of these wadis. Reference may be made to a torrent which filled the main channel of Wadi Qena (1954) transforming it into a mighty stream gushing towards the Nile and causing considerable damage to villages outskirting the city of Qena. It may also be noted that deltas of Wadi Qena and Wadi Zaidun are parts of a great bay fringing the Nile Valley. The porous deposits (Pliocene gravel and post-Pliocene sand-and-gravel) of this bay allow the subsurface seepage from the Nile eastward. The relatively shallow water level in this part is obviously an important source of water for plants with deep roots.

Vegetation comprises plant communities that repeat themselves with apparent similarity. In the following pages we shall describe the principal types of these communities. These types are grouped into three categories according to growth from of dominant species : suffrutescent woody types, suffrutescent succulent types and scrubland types.

5. 2. The Community Types

A. *Suffrutescent Woody Types*

I. Zilla spinosa *community type*

The community type dominated by *Zilla spinosa* is one of the most common vegetation types within the surveyed area. Table 5 (also summarised in Table 6) gives the floristic composition of 10 stands representing the growth of this community type within the wadis of the area surveyed in this part. The plant cover is usually thin (5-20%) contributed mostly by the dominant species. It may be noted that the growth aspect of *Zilla spinosa* may vary from one locality to the other within the same season. Stands 1 and 2 represent localities in the montane country of Wadi Zaidun and in Wadi Qena, respectively. In the former stand *Zilla spinosa* was green and in full flower whereas in the latter stand it was dry. Stand 1 comprised the growth of 6 ephemerals not recorded in stand 2 (nor in all the other stands). This indicates the local differences in rainfall. Comparable is the difference in aspect between the *Zilla* growth in stands 4-9 and in stand 10.

Zygophyllum coccineum is the most abundant associate (P = 80%). Other common associates (P = 60%) include *Pulicaria crispa, Aerva persica, Artemisia judaica* and *Leptadenia pyrotechnica. Fagonia bruguieri, Pulicaria undulata* and *Colocynthis vulgaris* are also common (P = 50%). Other associates include 3 perennials with the presence estimate 40%, 1 perennial with the presence estimate 30%, 5 perennials with the presence estimate 20% and 9 perennials with the presence estimate 10%.

The plant growth is organised into three layers. The frutescent layer (above 150 cm., 5 feet) is very thin and includes *Leptadenia pyrotechnica,*

TABLE 5

Floristic composition of 10 stands representing the *Zilla spinosa* community type. Cover-abundance (+ — 10) according to a modified Domin scale. Aspect of growth : g = green, fl = flowering, fr = fruiting, d = dry, P = presence (%).

Stand No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	P (%)
Total plant cover (%)	15-20	10-15	5-10	5-10	5	5-10	5-10	10-15	10-15	5-10	
Date	Feb., 61	Feb., 61	Apr., 64	Feb., 65	Feb., 65	Feb., 65	Feb., 65	Feb., 65	Feb., 65	Mar., 65	
Perennials											
Zilla spinosa	5 fl	5 d	5 d	5 d	5 d	5 d	5 d	5 d	5 d	5 fl	100
Zygophyllum coccineum	4 fl	4 d	3 g	2 g	2 d	—	2 d	1 d	—	2 g	80
Pulicaria crispa	—	—	2 g	2 g	3 fl	2 fl	—	3 fl	—	1 g	60
Aerva persica	—	1 g	—	—	3 fl	3 fl	3 fl	3 fl	3 fl	—	60
Artemisia judaica	—	1 g	—	—	3 fl	3 fl	3 fl	3 fl	2 fl	—	60
Leptadenia pyrotechnica	—	2 g	+ fr	—	+ g	2 g	—	3 fl	3 fl	—	60
Fagonia bruguieri	3 fl	—	—	—	—	3 fl	+ g	1 fl	—	+ g	50
Pulicaria undulata	2 g	—	—	—	—	1 fl	—	2 fl	3 fl	1 d	50
Colocynthis vulgaris	—	—	—	—	1 g	3 fr	2 g	3 fl	3 fr	—	50
Polycarpaea repens	—	—	—	—	—	3 fl	2 fl	3 fl	2 fl	—	40
Acacia raddiana	—	1 g	—	—	—	—	—	1 g	+ g	+ g	40
Chrozophora oblongifolia	—	—	—	—	—	+ g	+ g	1 g	1 g	—	40
Heliotropium bacciferum	—	—	—	—	—	1 fl	—	2 fl	2 fl	—	30
Calligonum comosum	—	3 fr	—	2 g	—	—	—	—	—	—	20
Cornulaca monacantha	—	—	—	2 d	—	1 g	—	—	—	—	20
Forsskalea tenacissima	2 fl	—	3 d	—	—	—	—	—	—	—	20
Fagonia mollis	—	1 g	3 fr	—	—	—	—	—	—	—	20
Launaea nudicaulis	—	—	3 fl	—	—	—	—	—	+ fl	—	20
Cleome droserifolia	—	1 g	—	—	—	—	—	—	—	—	10
Crotalaria aegyptiaca	—	—	—	—	—	1 fl	—	—	—	—	10
Cassia senna	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2 g	10
Acacia ehrenbergiana	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3 g	10
Trichodesma africanum	1 g	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
Atriplex leucoclada	—	—	2 d	—	—	—	—	—	—	—	10
Phaeopappus scoparius	—	—	—	2 fr	—	—	—	—	—	—	10
Aristida plumosa	—	—	—	—	—	2 fl	—	—	—	—	10
Pergularia tomentosa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+ g	10
Ephemerals											
Lotononis platycarpa	1 fl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
Arnebia hispidissima	2 fl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
Astragalus eremophilus	1 fr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
Senecio flavus	+ fl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
Euphorbia granulata	1 fr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
Zygophyllum simplex	2 fl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10

Acacia raddiana and *A. ehrenbergiana*. The suffrutescent layer (30-150 cm., 1-5 feet) is most notable as it includes the dominant species and the main bulk of the associate perennials. The ground layer (below 30 cm., 1 foot) includes the prostrate *Colocynthis vulgaris, Fagonia bruguieri, F. mollis, Polycarpaea repens* and *Heliotropium bacciferum*. This layer may be enriched by growth of ephemerals in rainy seasons.

This community type is confined to principal members of drainage systems where alluvial deposits comprise mixed detritus including some silt. The elasticity of growth form of the dominant species is apparent, it may acquire an evergreen growth-form or may acquire a distinctly deciduous habit depending on local conditions of water resources. The *Zilla spinosa* community type grows on both calcareous and sandy deposits : widespread in the limestone country, sandstone and the basement complex countries. (For an autecological study on *Zilla spinosa* see Montasir, 1950).

II. Aerva persica *community type*

A community type dominated by *Aerva persica* is present in some of the channels of drainage systems associated mostly with coarse alluvial deposits. Table 6 gives a summary of the floristic composition of stands representing the growth of this type. Three associate species are present in all the stands (P = 100%) : *Zilla spinosa, Artemisia judaica* and *Colocynthis vulgaris*. *Leptadenia pyrotechnica* and *Polycarpaea repens* are among the most common associates (P = 80%). *Pulicaria crispa, P. undulata, Heliotropium bacciferum* and *Chrozophora oblongifolia* have the presence estimate 60%. Other associates include 2 perennials with presence estimate 40%, 6 perennials and 1 parasite (*Cistanche tinctoria*) with presence estimate 20%.

The frutescent layer is usually very thin. It includes the common associate *Leptadenia pyrotechnica* and the less common associates (P = 20%) *Acacia ehrenbergiana* and *A. raddiana*. The suffrutescent layer includes the dominant species and numerous perennial associates. The ground layer includes 2 of the most common associates (*Colocynthis vulgaris* and *Polycarpaea repens*) and the less common *Fagonia bruguieri*.

III. Calligonum comosum *community type*

The community type dominated by *Calligonum comosum* is well represented in the Wadi el-Asyuti drainage system and in some of the eastern tributaries of Wadi Qena (e.g. Wadi Ghuzzi). The dominant species is a much branched undershrub capable of building sand mounds and small hillocks. The rhythm of its phenology represents an example of winter-deciduous plant. It remains in the form of barren shoots throughout winter and early spring and produces its flowers and foliage in the late spring.

Table 6 gives a summary of the floristic composition of stands representing the growth of the community type dominated by *Calligonum comosum*. *Cornulaca monacantha* is the most common associate (P = 90%). This plant is also capable of building phytogenic mounds of sand. Other common associates include *Artemisia judaica* (P = 80%), *Zilla spinosa* (P = 60%), *Acacia raddiana* (P = 50%) and *Anabasis setifera* (P = 50%). Associates with the presence estimate 40% are *Leptadenia pyrotechnica, Atriplex leucoclada* and *Heliotropium ramosissimum*. Less common perennial associates include 3 species with the presence estimate 30%, 3 species with the presence estimate 20% and 3 species with the presence estimate 10%. In the records of April 1964 there were a few stands showing the growth of ephemerals. *Eremobium aegyptiacum* was the most common of these ephemerals.

The plant growth is often organised into the three usual layers. The frutescent layer is very thin and includes *Leptadenia pyrotechnica, Acacia raddiana* and *Tamarix aphylla*. The height of *Calligonum comosum* may exceed the 150 cm. limit of the suffrutescent layer but is mostly within its limits. The suffrutescent layer includes the most common associates *Cornulaca monacantha* and *Artemisia judaica* and several other perennials. The ground layer includes *Heliotropium luteum* and all ephemerals.

Analyses of soil samples representing a profile in the deposits of one of the phytogenic mounds built around *Calligonum comosum* show the following. The salt content is low, decreasing from a maximum of 0.11% in the body of the mound to 0.04% in the bottom layer. These water-soluble salts are mostly bicarbonates and chlorides with traces of nitrates but no sulphates. The loss-on-ignition and the organic carbon contents are highest (0.087% and 0.198%) in the body of the mound which is often mixed with plant remains. The estimates of the HCl-soluble material and the total carbonate content are lower (27.2% and 25.6%) in the material of the mound than in the alluvial deposits below (43.7% and 39.0%). The pH values indicate alkaline conditions (8.8-9.49).

IV. Crotalaria aegyptiaca *community type*

The community type dominated by *Crotalaria aegyptiaca* is confined to the non-calcareous country, absent in the Wadi el-Asyuti drainage system and the wadis of the limestone plateau to its north. *Crotalaria aegyptiaca* is one of the desert perennials that shows variation in the growth form according to the local conditions of the habitat.

Table 6 gives a summary of the floristic composition of stands representing this community type. *Aerva persica* is a consistent associate (P = 100%). Six perennials have the presence estimate 60% : *Leptadenia pyrotechnica, Acacia ehrenbergiana, A. raddiana, Zilla spinosa, Pulicaria crispa* and *Fagonia bruguieri*. Other associates include 3 perennials with the presence estimate 40%, 5 perennials with the presence estimate 20%, and 1 ephemeral (*Tribulus longipetalus*).

Plant growth comprises a thin frutescent layer including *Leptadenia pyrotechnica* and the two *Acacia* species. The suffrutescent layer includes the dominant species and the main bulk of the associate perennials. The ground layer includes *Fagonia bruguieri* and may be enriched in rainy seasons by ephemeral growth.

B. *Suffrutescent Succulent Types*

V. Zygophyllum coccineum *community type*

Table 6 gives a summary of the floristic composition of stands representing this community type. The plant cover is usually thin (5-15%) and is contributed mostly by the dominant *Zygophyllum coccineum*. *Zilla spinosa* is present in all the stands (P = 100%) and is usually

an abundant associate. *Aerva persica* (P = 60%) and *Pulicaria crispa* (P = 50%) are also common. Other associate perennials include 2 species with the presence estimate 37%, 5 species with the presence estimate 25% and 8 species with the presence estimate 12%. There were also 7 ephemerals recorded in two of the stands but not included in Table 6.

The shrub layer is thin. It includes *Leptadenia pyrotechnica* and the two *Acacia* species which are not common associates. The suffrutescent layer includes the dominant *Zygophyllum coccineum*, the most common associate *Zilla spinosa* and the majority of the perennial associates. The ground layer includes *Colocynthis vulgaris* and *Fagonia bruguieri* and may be enriched by growth of ephemerals in rainy seasons.

This community type is one of the most common vegetational types within the limestone country. It abounds in the affluents of the drainage systems and in the parts of the main channels where the deposits are shallow and coarse. It is less common in the basement-complex country and is absent within the sandstone country. It may be noted that *Calligonum comosum* which dominates a special community type (type III) associated with wind-borne sand, and *Crotalaria aegyptiaca* which dominates a community type (type IV) confined to the sandstone country are rare associates (P = 12%) in this limestone community type.

C. *Scrubland Types*

VI. Acacia ehrenbergiana *community type*

The scrubland type dominated by *Acacia ehrenbergiana* is well represented in Wadi Qena and in the wadis to its south but not in the limestone country of Wadi el-Asyuti and the wadis to its north. Table 6 gives a summary of the floristic composition of stands representing this community type. The plant cover ranges from 10 to 20% and is contributed mostly by the growth of the dominant shrub. *Zilla spinosa* (P = 83%), *Salsola baryosma, Pulicaria crispa* and *Leptadenia pyrotechnica* (P = 66%) are the most common associates. Other associates include 10 perennials with low presence estimates.

TABLE 6

A summary of the floristic features of nine community types of perennial growth recognised within the surveyed area. P = presence %, A = range of cover-abundance estimate. I = number of community types in which species is recorded, II = number of community types in which species has presence estimate of 50% or more.

COMMUNITY TYPE	I ZILLA SPINOSA		II AERVA PERSICA		III CALLIGONUM COMOSUM		IV CROTALARIA AEGYPTIACA		V ZYGOPHYLLUM COCCINEUM		VI ACACIA EHRENBERGIANA		VII LEPTADENIA PYROTECHNICA		VIII TAMARIX APHYLLA		IX TAMARIX MANNIFERA		I	II
PRESECENCE/ABUNDANCE	P	A	P	A	P	A	P	A	P	A	P	A	P	A	P	A	P	A		
DOMINANTS																				
Zilla spinosa (Turra) Prantl	100	5	100	3-4	60	2-4	60	2-3	100	2-4	83	3-4	62	2-4	40	1-2	80	1-3	9	8
Aerva persica (Burm.f.) Merrill	60	1-3	100	5	—	—	100	1-3	60	+ - 2	17	3	25	3	—	—	80	+ - 2	7	5
Calligonum comosum L'Hérit	20	2-3	—	—	100	5	—	—	12	+	—	—	25	4	40	5	20	2	6	1
Crotalaria aegyptiaca Benth.	10	1	20	1	—	—	100	5	12	+	—	—	12	5	—	—	20	+	6	1
Zygophyllum coccineum L.	80	1-4	—	—	—	—	40	2	100	5	33	3	37	4	60	2-3	100	4-5	7	4
Acacia ehrenbergiana Hayne	10	3	20	+	—	—	60	2-3	12	+	100	5	—	—	20	1	—	—	6	2
Leptadenia pyrotechnica (Forssk.) Decne.	60	+ - 3	80	2-3	40	+ - 3	60	+ - 3	25	2	66	2	100	5	40	+ - 1	20	+	9	5
Tamarix aphylla (L.) Karst.	—	—	—	—	30	1-3	—	—	—	—	—	—	—	—	100	6-7	40	2-3	3	1
Tamarix mannifera Ehrenb. ex Bunge	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	6-7	1	1
ASSOSIATES																				
Pulicaria crispa Benth. and Hook.f.	60	1-3	60	2-3	20	2	60	1-2	50	2-3	66	1-3	50	1-2	40	1-2	80	2-3	9	7
Acacia raddiana Savi	40	+ - 1	20	+	50	+ - 1	60	+ - 1	12	+	17	1	50	+ - 1	40	+	—	—	8	3
Artemisia judaica L.	60	1-3	100	3	80	2-4	—	—	37	1-3	33	2	62	2-3	60	1-2	40	1-2	8	4
Ochradenus baccatus Del.	—	—	20	2	—	—	20	+	25	+	17	2	37	1-2	40	1	40	1-2	7	0
Pergularia tomentosa L.	10	1	20	1	10	+	20	+	—	—	17	1	12	+	20	1	—	—	7	0
Salsola baryosma Dandy	—	—	—	—	—	—	40	3-4	25	2-3	66	3-4	12	4	20	2	40	+ - 3	6	1
Fagonia bruguieri DC.	50	+ - 3	40	1-3	—	—	60	1-3	25	2-3	17	+	12	3	—	—	—	—	6	2
Pulicaria undulata (L.) Kostel	50	1-3	60	1-3	30	1-2	20	1	—	—	17	1	25	3-4	—	—	—	—	6	2
Colocynthis vulgaris Schrad.	50	1-3	100	2-3	—	—	20	1	25	1-3	—	—	37	1-3	—	—	—	—	5	2
Cornulaca monacantha Del.	20	1-2	20	+	90	2-3	—	—	—	—	—	—	25	1-2	40	3-4	—	—	5	1
Cassia senna L.	10	2	—	—	—	—	40	1-2	12	1	17	2	—	—	—	—	—	—	4	0
Trichodesma africanum (L.) R. Br.	10	1	—	—	—	—	20	1	12	2	—	—	12	+	—	—	—	—	4	0
Chrozophora oblongifolia A. Juss. ex Spreng.	40	+ - 1	60	+ - 1	—	—	—	—	—	—	—	—	12	1	—	—	—	—	3	1
Haloxylon salicornicum (Moq.-Tand.) Boiss.	—	—	—	—	—	—	—	—	27	3	—	—	—	—	60	3-4	80	2-3	3	2
Aristida plumosa L.	10	2	40	1-2	—	—	—	—	12	3	—	—	—	—	—	—	—	—	3	0
Polycarpaea repens Asch. and Schweinf.	40	2-3	80	1-3	—	—	—	—	—	—	—	—	25	2	—	—	—	—	3	1
Heliotropium bacciferum Forssk.	30	1-2	60	1-2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	1	3	1
Atriplex leucoclada Boiss.	10	2	—	—	40	+ - 2	—	—	—	—	—	—	12	+	—	—	—	—	3	0
Phaeopappus scoparius (Sieb.) Boiss.	10	2	—	—	30	2-3	—	—	—	—	—	—	25	2-3	—	—	—	—	3	0
Capparis decidua (Forssk.) Edgew.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17	+	12	1	20	+	—	—	3	0
Cleome droserifolia (Forssk.) Del.	10	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	2	—	—	—	—	2	0
Heliotropium luteum Poir.	—	—	—	—	10	1	—	—	—	—	—	—	12	1	—	—	—	—	2	0
Launaea nudicaulis (L.) Hook.f.	20	+ - 2	—	—	10	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0
Forsskalea tenacissima L.	20	2-3	—	—	—	—	—	—	12	2	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0
Anabasis setifera Moq.-Tand.	—	—	—	—	50	3-4	—	—	—	—	—	—	—	—	40	2-3	—	—	2	1
Farsetia aegyptia Turra	—	—	—	—	20	+ - 2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0
Heliotropium ramosissimum (Lehm.) DC.	—	—	—	—	40	+ - 2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0
Fagonia mollis Del.	20	1-3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0

The frutescent layer is well represented as it includes the dominant species. It also includes the common associate *Leptadenia pyrotechnica* and the less common associates *Acacia raddiana* and *Capparis decidua*. The suffrutescent layer contributes only little to the plant growth and is usually organised in patches that are widely spaced. This layer includes the main bulk of the species population. The ground layer includes *Fagonia bruguieri* and may be enriched in rainy seasons by the growth of ephemerals.

The *Acacia ehrenbergiana* scrubland is confined to the principal channels of the drainage systems and is associated with deep valley-fill material. The soil type of this scrubland is compact in structure and includes in many of its layers some of the soft ingredients of the alluvial deposits that seem to cement the coarse ingredients. Analyses of a soil profile representing the habitat of *Acacia ehrenbergiana* growth in the principal channel of Wadi Qena showed differences in texture between the different layers. This is a typical feature of the wadi-fill deposits. The surface 15 cm. layer contained none of the gravel ingredients and very little of the coarse sand, it contained 14.1% of the very soft ingredients. By contrast the 80-100 cm. layer was formed mainly of gravel and coarse-sand ingredients. The salt content was, on the whole, low, being 0.11% in the surface layer and 0.07% -0.08% in the subsurface layers. These water-soluble salts were mostly bicarbonates with some chlorides and nitrates but no sulphates. The loss-on-ignition content was variably low. The organic carbon content varied from 0.165% in the surface layer to lesser amounts (0.02%-0.04%) in the subsurface layers. The HCl-soluble material varied but little within the various layers (24.5%-34.6%). The total carbonate content varied from 28.7% in the surface layer to 22.5% in the bottom layer. The soil reaction indicated distinctly alkaline conditions (pH 8.63-9.23).

VII. Leptadenia pyrotechnica *community type*

The community type dominated by *Leptadenia pyrotechnica* is well represented in this part of the Eastern Desert. In certain localities (e.g. the deltaic part of Wadi el-Asyuti, PL. I, A) this bush maintains

an evergreen aspect. In other localities (e.g. Wadi el-Atrash, tributary of Wadi Qena), it may acquire a deciduous growth form, that is, branches dry up and the whole bush looks dead. The evergreen growth-form may be taken as an indicator of availability of underground water to deeply seated roots. A study of the distribution and behaviour of this plant within Wadi el-Asyuti drainage system shows that the evergreen bushes are confined to deltaic part where alluvial deposits of sand-and-gravel allow the lateral seepage of the Nile water. In the other parts of this system (e.g. Wadi Habib) where the bed rock would bar the further penetration of the underground water, *Leptadenia* acquires the deciduous growth-form or may be absent. (For an autecological study on *Leptadenia pyrotechnica,* see A. Abdel-Wahab, 1963, M. Sc. Thesis, University of Asyut).

Table 6 gives a summary of the floristic composition of stands representing the scrubland type dominated by *Leptadenia pyrotechnica.* Plant cover varies from 10 to 25% and is mostly contributed by the growth of the dominant species, The most common associates are : *Zilla spinosa, Artemisia judaica* (P = 62%), *Acacia raddiana* and *Pulicaria crispa* (P = 50%). Other less common associates (P = 37%) include *Ochradenus baccatus, Zygophyllym coccineum,* and *Colocynthis vulgaris.* There are 6 other perennials with the presence estimate 25% and 10 perennials with the presence estimate 12%. One of the latter species (*Crotalaria aegyptiaca*) is particularly abundant in Wadi Zaidun.

The plant growth is organised into three distinct layers. The shrub layer includes the dominant species, the common *Acacia raddiana* and the rare *Capparis decidua* and *Ochradenus baccatus.* The suffrutescent layer includes the two most common associates *Zilla spinosa* and *Artemisia judaica* and the main bulk of the associate perennials, though it contributes only little to the plant cover. The ground layer includes *Colocynthis vulgaris, Polycarpaea repens* and *Heliotropium luteum.* This layer contributes very little to the plant cover though it may be enriched by ephemeral growth.

The plant growth of this community type shows some regional differences that are worth-noting. In stands of Wadi el-Atrash *Zygophyllum coccineum* is a most abundant associate ; in other stands this species is absent. In stands of Wadi el-Asyuti *Calligonum comosum, Cornulaca monacantha* and *Phaeopappus scoparius* are common associates. These species are absent in the other stands. *Crotalaria aegyptiaca* and *Salsola baryosma* are abundant associates in stands of Wadi Zaidun but are otherwise absent.

Individual bushes of *Leptadenia pyrotechnica* may trap some soft deposits around their bodies. Analyses of a set of soil samples (Wadi el-Asyuti) representing accumulation of soft deposits on a gravel bed show the following features. The main bulk of the material of the bottom layer is gravel (56%) and other coarse ingredients. In samples representing top layers of the profile gravel and other coarse ingredients constitute very little of the deposits. The salt content is very low. It decreases from 0.07% in the surface layer to 0.05% in the subsurface layers. These water-soluble salts are mostly bicarbonates with traces of chlorides and nitrates. The organic carbon content is low (maximum 0.087% in the top layer). HCl-soluble material and the total carbonate content vary from about 25% in the top two layers (representing materials accumulating around the bush) to about 40% in the bottom layer representing the wadi-fill material. The pH values range from 9.2 in the surface layer to 9.6 in the bottom layer.

VIII & IX. Tamarix spp. *community types*

There are two types of the *Tamarix* scrubland : one dominated by *Tamarix aphylla* and the other dominated by *Tamarix mannifera.* The type present in the Wadi el-Asyuti drainage system is *Tamarix aphylla* growth. The type present in Wadi Zaidun is *Tamarix mannifera* growth. In Wadi Qena, as has been shown, the two types are present.

Tamarix aphylla is one of the desert plants that may acquire a tree habit or may form hillocks of sand covered with bushy growth of this species (Pl. I, B). In the surveyed area the latter growth-form abounds. Table 6 gives a summary of the floristic composition of stands representing this type. The plant cover ranges from 25 to 40%. In stands of Wadi Qena *Haloxylon salicornicum* and *Zygophyllum coccineum* are most abundant

associates. In stands of Wadi el-Asyuti *Calligonum comosum, Cornulaca monacantha* and *Anabasis setifera* are most abundant associates. Other associates include *Artemisia judaica* and 9 other perennials. One ephemeral (*Eremobium aegyptiacum*) is recorded in a stand from Wadi el-Asyuti (February 1964).

The shrub layer includes *Tamarix aphylla, Leptadenia pyrotechnica, Acacia raddiana, A. ehrenbergiana* and *Capparis decidua*. The suffrutescent layer of the under-growth includes *Haloxylon salicornicum, Zygophyllum coccineum* (Wadi Qena), *Calligonum comosum, Cornulaca monacantha* and *Anabasis setifera* (Wadi el-Asyuti) together with the other associate perennials. The ground layer may include the ephemeral growth.

Reference has been made to the analyses of the deposits associated with the two types of *Tamarix* in Wadi Qena, Tables 2 and 4. Analyses of the material of one of the *Tamarix aphylla* hillocks in Wadi el-Asyuti show the following. The body of the hillock covered by the growth of *Tamarix* is formed mostly of medium textured sand with some soft ingredients (diameter below 0.057 mm.). The hillock overlies a gravel bed of the wadi-fill material which contains 63.4% gravel. The salt content is 0.43% in the top 40 cm. layer, increases to 0.51% in the 40-100 cm. layer, decreases to 0.22% in the 100-120 cm. layer, and is further reduced to 0.07% in the lower layers. The increase in the salt content in the layer 40-100 cm. corresponds with a notable increase in the chlorides (0.15%), otherwise the water-soluble salts are mixed bicarbonates and chlorides with traces of nitrates and no sulphates. The loss-on-ignition and the organic carbon contents are highest (1.78% and 0.102%) in the 40-100 cm. layer but otherwise low. The HCl-soluble material and the total carbonate contents vary but little (about 25%) within the body of the hillock and are higher in the alluvium of the wadi-fill material (about 40%). The pH values indicate distinctly alkaline conditions (pH 9.07-9.58).

Table 6 gives a summary of the floristic composition of stands representing the growth of *Tamarix mannifera*. The plant cover ranges from 30 to 60% (often greater than the plant cover in the *Tamarix aphylla* type). The most common associates include *Zygophyllum coccineum* (P = 100%), *Zilla spinosa, Haloxylon salicornicum, Pulicaria crispa* (P = 80%). Other associates include 4 perennials with the presence estimate 40% and 4 perennials with the presence estimate 20%.

The plant growth is organised into the usual three layers. The shrub layer contributes the main part of the plant cover. This layer includes the dominant species together with *Tamarix aphylla, Ochradenus baccatus* and *Leptadenia pyrotechnica*. The suffrutescent layer is mostly dominated by *Zygophyllum coccineum* and includes the main bulk of the associate perennials. The ground layer includes *Heliotropium bacciferum* and may be enriched in the rainy seasons by growth of ephemerals.

It has been shown in the detailed study of the *Tamarix* scrublands of Wadi Qena that *Tamarix mannifera* is associated with soils that are more saline than those of *Tamarix aphylla*. It may be noted here that *Tamarix mannifera* thickets are common within the littoral salt marsh vegetation of the Red Sea coastal land (Kassas & Zahran, 1967).

ACKNOWLEDGMENT

The writers wish to record their gratitude to UNESCO for a grant-in-aid in support of transport expenses, National Research Centre (Cairo), Desert Institute (Cairo) for transport facilities, Faculty of Science (University of Cairo) for laboratory accommodation. Professor Vivi Täckholm revised plant identifications, took part in many of the excursions and lent valuable assistance in the field work. To her the writers extend their warmest thanks; she shares the credit of this work but not the responsibility of its shortcomings.

REFERENCES

BARRON, T. and HUME, W.F. (1902). Topography and Geology of the Eastern Desert of Egypt (Central Portion). *Egypt. Survey Dept., Cairo.*

KASSAS, M. and GIRGIS, W.A. (1964). The limestone plateau. *Jour. Ecol.* vol. 52, pp. 107-119.

——, and ——, (1965). The units of a desert ecosystem. *Jour. Ecol.* vol. 53, pp. 715-728.

KASSAS, M. and ZAHRAN, M.A. (1967). On the ecology of the Red Sea littoral salt marsh, Egypt. *Ecol. Mon.* vol. 37, pp. 297-316.

MONTASIR, A.H. (1950). Studies on the autecology of *Zilla spinosa*. *Bull. Fac. Sc. Univ. Cairo*, vol. 29, pp. 1-52.

SANDFORD, K.S. (1929). The Pliocene and Pleistocene deposits of Wadi Qena and the Nile valley between Luxor and Asyut. *Quart. Jour. Geol. Soc. London,* vol. 75, pp. 493-548.

——, (1934). Paleolithic man and the Nile Valley in upper and middle Egypt. *Chicago Univ. Oriental Inst. Publ.*, n° 3.



A. — A view of the deltaic plain of Wadi el Asyuti. Note the line of bushes in the background denoting the growth of *Leptadenia pyrotechnica* scrub within one of the water courses. Scattered individuals of *Calligonum comosum* and one bush of *Leptadenia* are seen in the foreground. (December, 1962).



B. — A part of the main channel of Wadi el-Asyuti. Note the sharply cut cliffs bounding the channel, the larger sand mounds and hillocks covered by *Tamarix aphylla* and the smaller mounds by *Cornulaca monacantha* and *Calligonum comosum*. (December, 1962).



A. — General view of the downstream part of Wadi Qena. Note the fossil *Tamarix*-hillocks on the higher terrace and the living *Tamarix* on the lower terrace, *Haloxylon salicornicum* in the smaller runnel in the foreground. (October, 1963).



B. — A close-up view of a part of the lower terrace of Wadi Qena showing the rich growth of *Tamarix spp.* (October, 1963).



A. — Wadi Qena as seen from the hill of El-Heita Roman Site, note the growth of *Acacia ehrenbergiana* on the sides of the main channel. (October, 1963).



B. — A view of Wadi el-Laqeita deltaic plain showing the massive sand dunes with rich growth of *Tamarix spp.* (February, 1965).

THE SEMI-PLAYA DEPOSITS
OF KHARGA DEPRESSION,
THE WESTERN DESERT, EGYPT

BY

Dr. NABIL SAYED EMBABI

LECTURER IN GEOMORPHOLOGY, DEPT. OF GEOGRAPHY, FACULTY OF ARTS, AIN SHAMS UNIVERSITY, CAIRO, EGYPT, U.A.R.

ABSTRACT

The semi-playa deposits of Kharga Depression, which are mainly composed of finely bedded mixtures of sand, silt and clay, occur in the Sherika area, the area between Kharga Village and Gabal El-Qarn, the Paris plain, the Zayat plain and the wadi mouths in the area connecting Kharga and Dakhla Depression, and Umm El-Dabadib area. These are the Lake deposits of Beadnell (1909), and the Aeolian silt of Gardner and Caton-Thompson (1932).

These deposits developed three different forms :

1. Flat plains, e.g. Sherika plain, Paris plain, and Zayat plain.
2. Longitudinal hummocks.
3. Semi-fans at the wadi mouths.

The mechanical and chemical analysis of eight samples of these semi-playa deposits showed that :

1. They are composed of two types of sediments : A-fine sediments, less than 0.5 mm. These are the predominant sediments, and B-coarse sediments, larger than 3.0 cm. This is the gravel content of the semi-fans.
2. They contain a relatively high percentage of calcium carbonate, varying between 5.0 and 10.0% of any sample.

Field observations revealed :

1. The deposits usually exhibit some sort of zonation, varying in colour, stratification, lithology and jointing.

2. The presence of a surface of unconformity in different localities, e.g. the Sherika plain, and the Paris plain.
3. The presence of no fossils apart from the plant remains which occur in the bodies of the hummocks.

All the evidence pointed out that these deposits were originated from the Depression scarps, were carried out and deposited by different washes during two main pluvial periods which were separated by a dry episode during which an unknown thickness of the deposits was eroded away by the wind. It was also found that the orthogonal system of joints which characterises the hummocks, and the plant remains were the two main factors which lead to the development of the hummock form.

INTRODUCTION

Widespread deposits of finely bedded mixtures of sand, silt and clay from one of the striking features of the floor of the Kharga Depression. They were seen first by Beadnell (1909, Chapter 8) and were described by him as lacustrine deposits formed of sediments carried out by streams or by wind from the surrounding plains. He suggested that they were laid in a large lake or a continuous sheet of water which originated by artesian flow of water. Further consideration led him (Beadnell, 1933, p. 130) to abandon the idea of one or more long-continued open and extensive sheets of water, and to regard the deposits as wind-born material carried to and held by marshy areas and tracts covered with vegetation. Collet (1927, p. 528-35) agreed with these revised conclusions but added that the deposits show strange resemblance to certain loess of Argentine Pampas. The very searching examination which Gardner and Caton-Thompson (1923, p. 381) had the opportunity of carrying out, enabled them to divide these deposits into three groups :

1. Loess-like or aeolian silt deposits, derived from subaerially weathered material, accumulated by the wind in pre-existing hollows in the floor of the Depression.
2. Well deposits, arrested by vegetation around past and present wells.

3. Pleistocene spring overflow deposits, laid by overflow of fossil springs in the Pleistocene.

Gardener and Caton-Thompson concluded that no continuous or discontinuous sheet of water has ever been existed in the vast span of man's presence in the Depression.

The most important deposits are the loess-like deposits. The aim of this paper is to study the physiographical and geological characteristics of these deposits so that one can reach an objective conclusion about their origin, and shed new lights upon the structure and composition of the deposits which form the bulk of the Depression's soil. The field work upon which this paper is based has been undertaken during the months of April — July 1964.

OCCURRENCE

The deposits occur in different areas in the Depression, the following being the main ones (fig. 1) :

1. The Sherika area, north of Kharga Village.
2. The area between Kharga Village and Gabal El-Qarn.
3. Umm El-Dabadib Area, at the mouths of the wadis issuing from the NW scarp of the Depression.
4. The Paris plain, in the southern part of the Depression.
5. The Zayat plain and the wadi mouths along the area which separates Kharga Depression and Dakhla Depression. The deposits never seen on the sandstone interfluves, (see fig. 2).

FORMS

The deposits exhibit the following morphological forms :

1. Flat plain :

These are the most important and extensive form developed by the deposits. They are nearly flat, with small variations in level never exceeding 2.0 meters. The slopes usually vary between 0.0 and 1.0

degree. Sometimes, steeper slopes from 6.0 to 10.0 degrees, are found in different parts of the plains, e. g. the Paris plain, but these are the slopes of the small bedrock residuals which outcrop on the surface. The most important plains are : the Sherika plain north of Kharga Village, the Paris plain in the southern part of the Depression, and the Zayat plain in the mid-way between Kharga and Dakhla Depressions.

2. Fans :

These could be seen at the mouths of some wadis issuing from the NW scarp and scarp which connects Kharga and Dakhla Depressions. They merge into the plains as at the Zayat plain. They differ from the plains in their deposits which contain coarse sediments (larger than 3.0 cm. in size). This gravel content could be seen on the surfaces of the fans owing to the effect of wind deflation and the removal of the fine material. The gravel is also exposed at the sides of the gullies which dissected the fans after deposition (Pl. I, A). The slopes of the gullies are irregular owing to differential erosion of different beds of varying resistance to erosion (Pl. I, B).

3. Hummocks :

These are small longitudinal ridges, occurring in groups (Pl. I, C) oriented in a NNW-SSE direction. They were seen in all areas where the deposits were found, except in the Zayat plain.

These hummocks have a length varying between 3.0 and 30.0 meters, a width between 0.5 and 2.0 meters, and a height between 0.5 and 5.0 meters above the adjacent plains. In general, the fronts of the hummocks are broader and higher than the snouts (Pl. II, A-B). They have steep sides which exhibit wind scouring (Pl. II, C), and vertical faces with slipped blocks at the front (Pl. III, A). The body of the hummocks is full of plant remains, in contrast with the adjacent plains (Pl. III, B). The body of the hummocks has also an orthogonal system of joints which run along their longitudinal axes and across them. This system of joints is not developed in the plains or the base material. A discussion of the mode of formation of these hummocks will be added at the end of this paper.

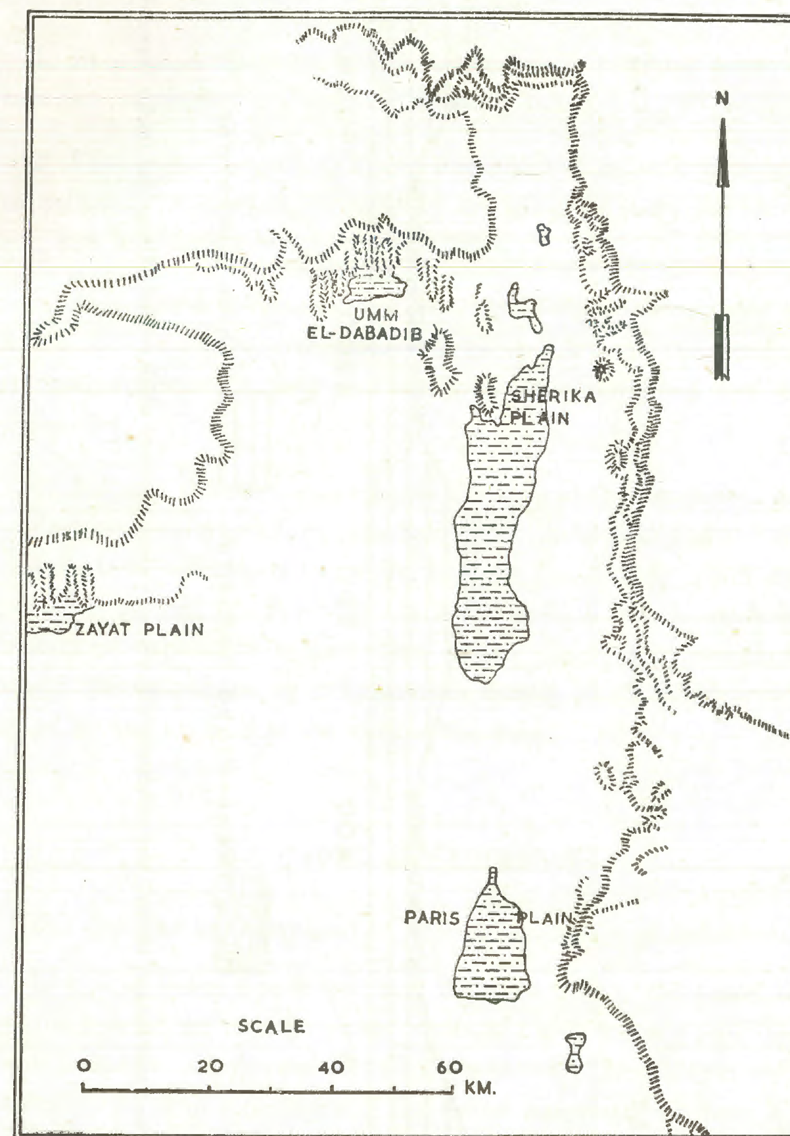


Fig. 1. — Distribution of the semi-playa deposits in Kharga Depression.

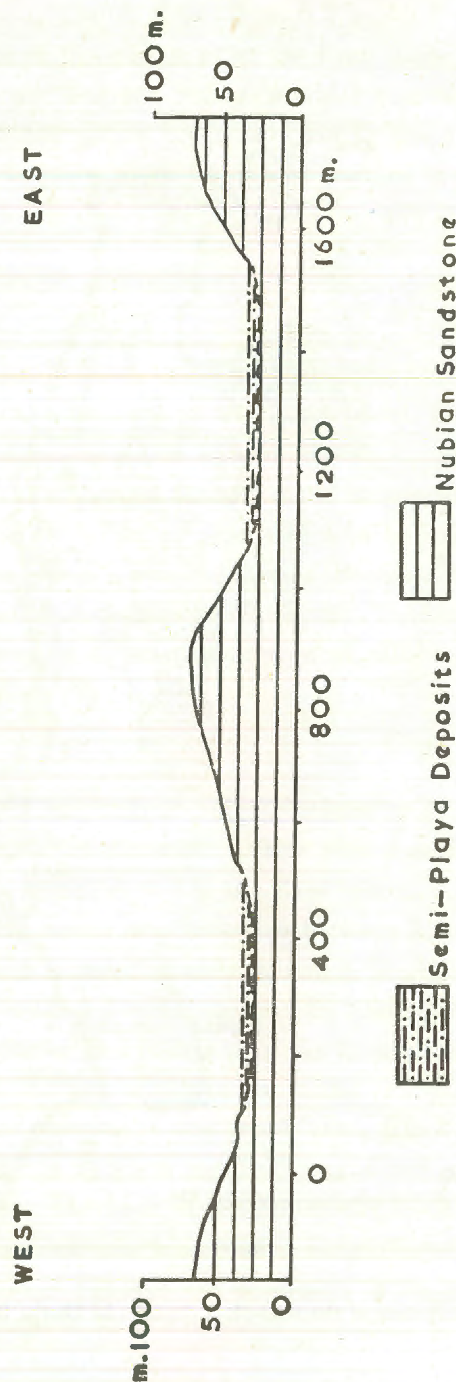


Fig. 2. — Cross section, showing wadi-sandstone ridges scenery along the scarp which connects Kharga and Dakhla Depressions.

STRUCTURE

1. In most of their occurrences, the deposits exhibit some sort of zonation varying in colour, stratification, lithology, and jointing.

2. They have a prevailing brown tint which changes in some localities to yellowish or greyish, depending on the ratio between sand, silt, and clay in deposits.

3. Some of the horizons show some sort of stratification, such as thin horizontal beds, or cross beddings (Pl. IV, A-B & 6 a). This stratification is good evidence of slow and shallow water action at the time of deposition.

4. Between the zone which forms the base of the hummocks and the underlying zone which forms the base of the hummocks and the adjacent plains, local unconformities were seen in the Sherika plain and the southern part of the Paris plain (Pl. II, A-B). This is an indication that these deposits were laid down during different phases-pluvials — which were separated by drier periods during which the deposits were dried up and exposed to the work of the wind.

TYPES OF SEDIMENTS

The deposits are composed of two different sizes of sediments :

1. Coarse sediments, larger than 3.0 cm. This is the gravel content of the fans at the mouths of the wadis of the NW scarp and the scarp which connects Kharga and Dakhla Depressions. These coarse sediments are never seen in other areas. The gravel size varies between 3.0 and 7.0 cm., and is composed of chalk gravel with a very small percentage of sandstone.

Fig. 3, represents the roundness indices of two samples of the gravel. ' Cailleux Roundness Index ' (Tricart and Schaeffer, 1950, p. 153)

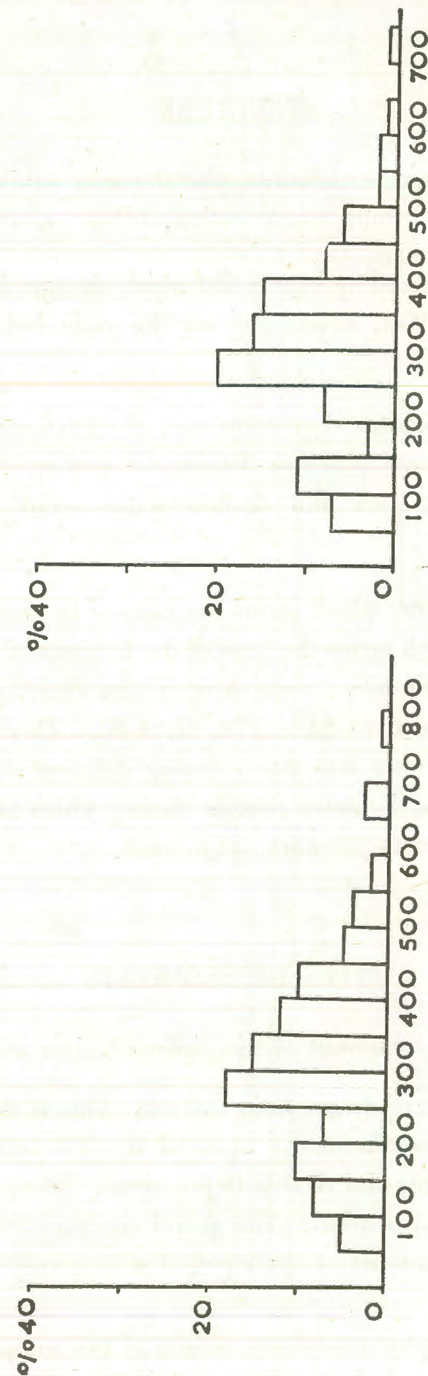


Fig. 3. — Roundness indices of the chalk gravel of the semi-playa deposits.

was used in computing the roundness indices of this gravel. The equation which determines the roundness index is as follows :

$\frac{2\,re}{L}$, where 'L' is the greatest length of the pebble, and 're' is the smallest radius of curvature in the main plane of the pebble (the greatest dimension in a plane perpendicular to L). It is clear from fig. 3 that the gravel is well-rounded, and that the maximum of the histograms lies between 300 and 450, the percentage of the least worn pebbles (less than 200) is small (5-7%), and the percentage of the most worn pebbles is reasonable (12-15%).

2. Fine sediments, less than 0.5 mm. These are the predominant, usually the only one in the occurring areas. Table 1 summarises the percentage of sand, and silt and clay in 8 samples from different parts of the occurring areas. It is clear from this table that the percentages of sand, and silt and clay differ from one area to another. The silt and clay percentage is very small, varying between 2.0 and 17.0%, while the sand forms the bulk of the deposits. But the chemical analysis showed that a proportion of the sand is silt and clay coated with calcium carbonate. This is shown in table 2 which represents the percentage of sand, and silt and clay after extracting the calcium carbonate content

TABLE 1

Percentage of sand, and silt & clay in 8 samples of the fine sediments of the semi-playa deposits from different parts of the occurring areas.

Locality	Sand	Silt & Clay
1. Sherika plain	83 %	17 %
2. Sherika plain	89 %	11 %
3. Paris plain	94 %	6 %
4. Paris plain	90 %	10 %
5. Paris plain	98 %	2 %
6. Paris plain	97 %	3 %
7. Zayat plain	87 %	13 %
8. Zayat plain	85 %	15 %

TABLE 2

Percentage of sand, and silt & clay after extracting the calcium carbonate content from the same samples in table 1.

Locality	Calcium Content	Sand	Silt & Clay
1. Sherika plain	12 %	55 %	33 %
2. Sherika plain	7 %	70 %	23 %
3. Paris plain	6 %	79 %	15 %
4. Paris plain	11 %	74 %	15 %
5. Paris plain	6 %	81 %	13 %
6. Paris plain	6 %	86 %	8 %
7. Zayat plain	12 %	66 %	22 %
8. Zayat plain	10 %	68 %	22 %

from the same samples. From this table, it is clear that the sand percentage decreased by 10.0% in most of the samples, so that the sand forms 87% and less in all samples. At the same time, the silt and clay percentage increased in all samples from 3.0 to 16.0%. From the same table it is clear that the calcium carbonate content varies between 3.0 and 12.0% — a considerable percentage in a deposit of this types.

These differences in sand, silt and clay, and calcium carbonate result in different micro-lithologies in the deposits, and cause different response to denudational processes (Pl. I, B).

FOSSILS

The only fossils in these deposits are the plant remains. They were observed in most of the occurring areas. Some areas are completely devoid of any vegetation remains, most notably is the Zayat plain and the adjacent wadi mouths. It was also observed that the areas which are devoid of plant remains have not developed the hummock form. The vegetation remains are concentrated in the body of the hummocks

and are rarely seen in the flat plains. The plant remains occur as small tubes of different diameters and lying at different angles. It seems that they are the remains of some kind of shrub which grows in arid and semi-arid regions.

MODE OF FORMATION

The explanation invoking former lakes is made unlikely by a number of factors, e.g. the occurrence of the deposits in different localities at different levels, their occurrence at the mouths of the wadis of the NW scarp and the scarp connecting the Kharga and Dakhla Depressions, and the absence of beach deposits, benches or other signs of wave action.

An explanation involving pre-existing hollows was adopted by Caton-Thompson and Gardner (1932, p. 380), but is made unlikely by the following factors :

1. If the sandy silt sediments were deposited by the wind, one would expect to find some occurrences in the lee of wadi sides or hill slopes, as seen with the present sand drift in these localities. Although Gardner stated in her physiographical introduction to the book of Caton-Thompson (1952, p. 10) that there is similar material in small patches on the sandstone interfluves of the NW scarp, she has not mentioned at what levels, or plotted them in any of the diagrams which she drew of this area (Umm El-Dabadib).

2. If the wind had been the agent which laid down most of these deposits one would have expected the deposition of similar material at the present time, but this have never been reported. Nowadays, there is accumulation of fine material around wells in various areas, but fine material is not being deposited in the flat areas.

3. The presence of unconformable surfaces in different parts of the occurring areas suggests that the wind was a destructive rather than a constructive agency. The unconformities indicate that the wind eroded away an unknown thickness of these deposits.

4. The tratification of some of the horizons of the deposits is a good evidence of slow water action at the time of deposition.

The evidence is thus in favour of a scarp-drainage origin, but one cannot expect anything comparable to the playa formations of the American Deserts. It seems that in the case of the NW scarp and the scarp connecting Kharga and Dakhla Depressions, the streams coming down from the scarp deposited first the coarse material at the mouths of the valleys and then the sand, and silt and clay on the flat areas to the south. In the marginal areas of the Depression, the coarse sediments were deposited as outwash gravel, the medium size material further west, and finally the finest sand and silt in the middle of the Depression. Subsequent erosion and sand accumulation have hidden or removed any pre-existing relation between the deposits and the outwash gravel. Moreover, the characteristics of the deposits suggest that the water which carried them was not enough to form any sort of lake, and that deposition occurred as separate washes at different phases (pluvials), separated by erosional phases (arid periods). Another point supporting a scarp-drainage origin is the high calcium carbonate content in most of the samples.

From these evidence, it is clear that one should discard the names ' Loess-like ' and 'Aeolian silt ' for the deposits. *A more appropriate name might be «Semi-Playa Deposits».*

EVOLUTION OF HUMMOCKS (fig. 4)

From the characteristics of the hummocks, it is clear that the factors which affected their development are the following :

1. The presence of an orthogonal system of joints.
2. The presence of vegetation remains.
3. Differing lithologies.
4. The denudational processes which developed them. These are of two types : a — wind-driven sand ; and b — weathering processes.

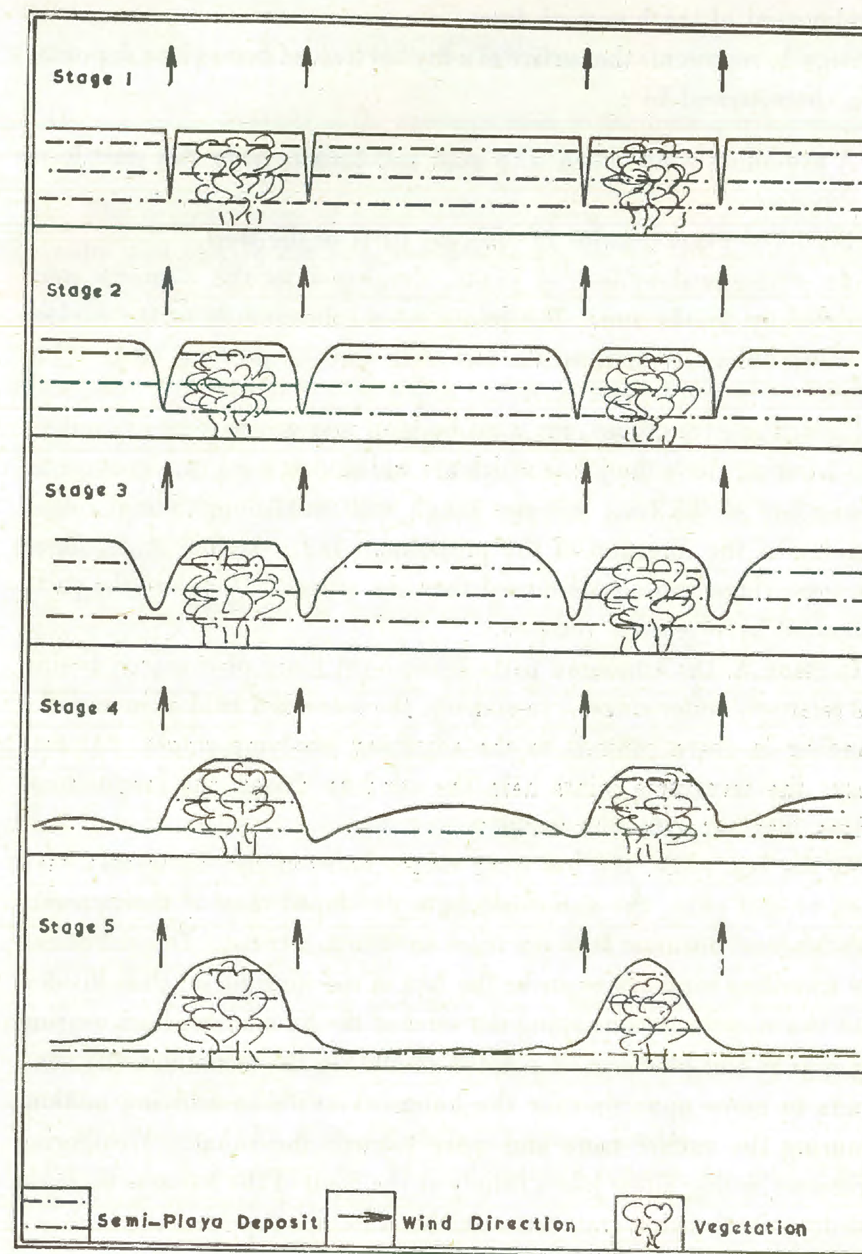


Fig. 4. — Evolution of hummocks.

The following is an attempt to show how these factors affected the development of the hummock form.

Stage 1, represents the surface of a dry flat tract of Semi-playa deposits. It is characterised by :

1. A prevailing wind laiden with sand and blowing over this tract from direction.
2. Scattered plant remains in different parts of the tract.
3. An orthogonal system of joints, developed as the deposits were dried up by the sun. The joints extend downwards to the surface of unconformity between the last wash and the previous one.

Under these conditions, the wind finds an easy way to work by eroding and scouring along the joints which are widened as a result. In stage 2, the surface of the tract becomes rough with small longitudinal ridges running in the direction of the prevailing wind. At this stage, there are some ridges more pronounced than the others. These are the parts armoured by vegetation remains.

In stage 3, the armoured parts become yet more pronounced beside the relatively softer ridges. In stage 4, the scene is a field of hummocks standing in sharp contrast to the adjoining low-lying ridges. At this stage, the transverse joints help the wind to dissect the longitudinal ridges into separate hummocks.

At the last stage, the low-lying ridges between the hummocks have been eroded away, the hummocks have developed most of their characteristics, and the areas between them are completely flat. This is because the travelling sand grains strike the face of the hummocks, then divided into two streams passing along the sides of the hummocks, thus wearing them away and producing a pointed snout. In the meantime, the wind tends to move upwards over the hummocks with an eddying motion, scouring the surface more and more towards the snout. Weathering processes, acting along joints mainly at the front of the hummocks, cause the deposits to disintegrate into small blocks which slip down the front.

CONCLUSIONS

The preceding analysis of the characteristics of the Semi-playa deposits reveals the following findings :

1. The deposits were of scarp-drainage origin. In other words, the deposits were carried out from the Depression scarps by running water.

2. The deposits were laid down during two different pluvial periods, separated by an arid episode. The base of the deposits was deposited during the 1st Pluvial Period which ended at Early Pleistocene, while the top of the deposits was laid down during the 2nd Pluvial Period which occupied Upper Pleistocene. During the Middle of the Pleistocene, which enjoyed an arid climate, wind erosion removed an unknown thickness of the base of the deposits.

3. The remnants of the Semi-playa deposits which still exist in the middle of the Depression at the base of the hummocks overlying the Nubian sandstone suggest that the Depression floor — on the whole — was lying mostly as it is to-day at Early Pleistocene.

REFERENCES

1. Beadnell, H.J.L., 1909, An Egyptian Oasis, London.
2. Beadnell, H.J.L., 1933, Remarks on the Prehistoric geography of Kharga Oasis, *Geogr. Jour.*, Vol. LXXXI.
3. Collet, L.W., 1926, L'Oasis de Kharga dans le Désert Libyque, *Ann. Géogr.*, Tom. 35.
4. Caton-Thompson & Gardner, E.W., 1932, The prehistoric geography of Kharga Oasis, *Geogr. Jour.*, Vol. 80.
5. Caton-Thompson, 1952, Kharga Oasis in pre-history, London.
6. Tricart, J. & Schaeffer, R., 1950, L'indice d'émousse des galets, *Rev. Géomorph. Dyn.*, pp. 151-179.



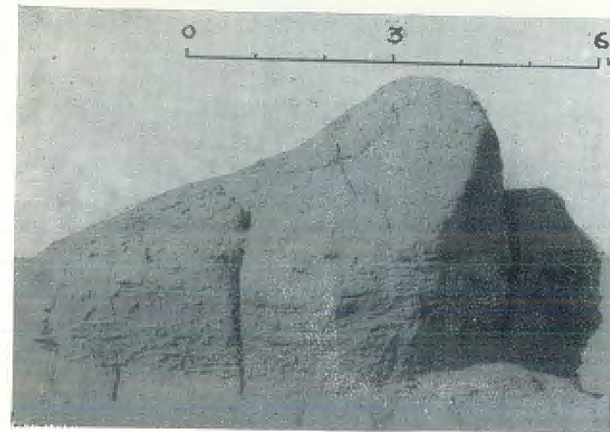
A. — A gully side with slipped chalk gravel, north of the Zayat plain.



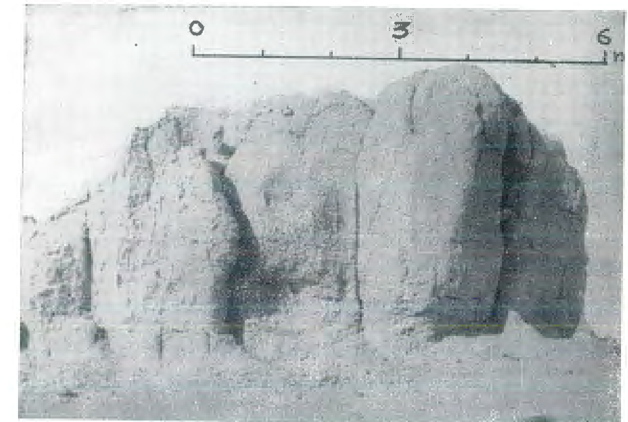
B. — A gully bed with projecting chalk gravel, north of the Zayat plain.



C. — A field of hummocks exhibiting vertical faces and joints, Sherika plain.



A. — A hummock with a surface of unconformity between its body and base, Sherika plain.



B. — Another hummock exhibiting a surface of unconformity, Sherika plain.



C. — Wind scouring at the sides of hummocks, Paris plain.



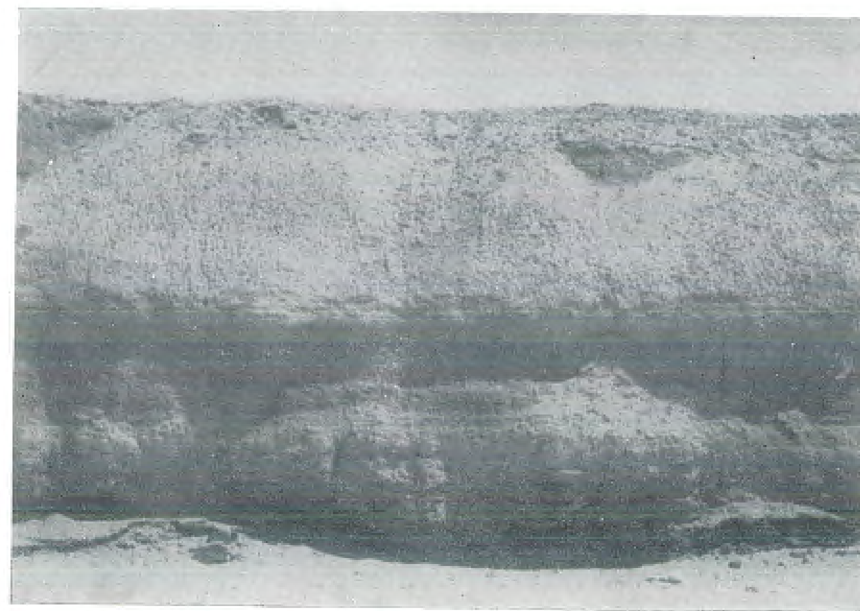
A. — A vertical face of a hummock with slipped blocks, Sherika plain.



B. — Plant remains in the body of a hummock, Sherika plain.



A. — A section of the semi-playa deposits in an irrigation drain, Paris plain.



B. — Thin beds in the semi-playa deposits at a gully side, Zayat plain.

CITIES OF THE SOVIET UNION

STUDIES IN THEIR FUNCTIONS, SIZE, DENSITY, AND GROWTH (1)

BY

CHAUNCY D. HARRIS

The Soviet Union had 209 cities of more than 100,000 population and a total urban population of 134 millions in 1969. During the Soviet period the USSR has been transformed from a rural society to a predominantly urban one. The population was 82 per cent rural in 1926 but 56 per cent urban in 1969. This rapid urbanization, although part of world-wide urbanization and economic development, has been closely associated in the Soviet Union with industrialization under a series of five-year plans.

A brief review is presented of the outstanding lines of development of Soviet urban geography but the main part of the book is devoted to original analyses. Based on data published by B.S. Khorev, a functional classification is made of 304 large Soviet cities of more than 50,000 population in 1959. About 90 per cent of these cities fall into two predominant classes : multifunctional administrative centers (134) and industrial cities (136). Other types recognized are local centers (15), transport towns (5), resorts (4), educational and research cities (2), naval bases (2), and suburbs (6). The thirty largest cities are all diversified administrative centers. Industrial cities predominate heavily among middle-sized cities, constituting 310 of the 444 cities with populations of 20,000-49,999. Small cities and towns of less than 10,000 population, however, are mainly nonindustrial local centers. The diversified administrative centers form a central-place network widely spaced from one another, surrounded by tributary areas, and serving complex economic, cultural, and political-administrative functions. Specialized industrial cities in contrast occur frequently in clusters highly localized at sources of energy or raw materials.

---

(1) Abstract of a book published by Rand McNally and Company for the Association of American Geographers.

A statistical analysis of 30 characteristics (variables) for the 1,247 cities of the Soviet Union of more than 10,000 population for which population data were published in the 1959 census revealed that a high proportion of the variation could be accounted for by three principal components. The first, called the size factor, showed highest association with the logarithm of the population in 1959. The second, called the density factor, exhibited closest association with the logarithm of the calculated urban population potential of each city within its major economic region. The third, called the growth factor, revealed maximum association with the percentage increase in population 1926-1959.

The importance of the size factor confirms the assertion of O.A. Konstantinov that size should be one of the principal criteria for the classification of cities. This factor separates out a group of cities that tend to be relatively large, to be the larger cities within their administrative units, to have been the larger cities for some time, to have important manufacturing and administrative functions, to be centers of transportation networks, and to be widely spaced from other similar cities. These are the attributes of central places as studied by Walter Christaller, Brian J.L. Berry, and others.

The density factor is a measure of the tendency of specialized-function cities to cluster at sources of localized raw materials such as coalfields or oilfields or in industrial districts that have evolved through complex historical processes.

Positive association of the growth factor with longitude (eastward position) and with distance from Moscow record some success for the Soviet policy of developing eastern, peripheral, and formerly backward regions, but perhaps also recognizes the process of cultural diffusion from Moscow and the West of that greatest human artifact, the city.

An urban hierarchy of central places for the Soviet Union is generated by a simple examination of the size relations among the 1,576 cities of more than 10,000 population in 1959 following the rank-size regularity as postulated by G.K. Zipf. Twenty-four major urban regions are recognized. It is hypothesized that the enormous size of the Soviet Union results in space friction that tends to impede the full integration of the urban system for the country as a whole and to encourage a higher degree of autonomy of the more distant parts of the urban system, and thus a relatively small size for Moscow as a proportion of the urban network for the entire country. A central-place hierarchy based independently on administrative centers is remarkably similar.

The calculated population potential for the country as a whole reaches a peak in Moscow. Analyses of urban population potentials within each of the 18 major economic regions revealed to contrasting patterns : (1) central-place cities standing out as clearly separated but regularly spaced peaks of high potential and (2) industrial cities clustering together in complex ridges or plateaus of high potential in the Donbas, the Urals, the Kuzbas, and in other industrial districts. Analysis of theoretical transport effort to reach the urban population within each of the major economic regions revealed that in 10 of the 18 regions the point of lowest effort did not occur at the regional center, mainly because of peripheral location of the regional centers, as in the case of Alma-Ata, capital of the Kazakh SSR, but located on its southeast edge. If the population potential is calculated for the entire area of the Council for Mutual Economic Assistance, which includes the Soviet Union and the People's Democracies of Europe, the highest peaks occur not within the USSR but in Silesia in Poland and in Saxony in the German Democratic Republic. A belt of high population potential extends from Saxony in the west eastward to the Donbas in the Ukraine. The area of theoretical least transport effort to reach the entire population of this large trading bloc occurs between Moscow, Minsk, Kiev, and Khar'kov. Rapid rate of growth of small and middle-sized cities in the western part of the Soviet Union in the period 1959-1967 may be related in part to the advantageous transportation location of this area for this larger market.

The urban population of Russia and the Soviet Union has grown regularly over the last century and a half, from 2.8 million in 1811 to 134 million in 1969, but with generally increasing rates of increase, averaging 1.5 per cent per annum, 1811-1867, 2.3 per cent per annum for the half century, 1867-1917, and 2.8 per cent per annum, but with violent fluctuations, in the half century, 1917-1967. Sharp losses occurred in 1917-1920 and a record rate of growth in 1938 (10.9 per cent in one year). A long-term trend of increasing rates of urban increase was reversed about 1950 ; decreasing rates of increase since then reflect in part the much higher proportion which urban population now forms of the total population and the consequent lesser potential relative contribution of rural-urban migration to urban growth.

The 20 largest cities of Russia in 1811 stand in sharp contrast to the 20 largest cities of the Soviet Union in 1967 ; only St. Petersburg (Leningrad), Moscow, Kazan', and Kiev belonged to this group on both dates. Early large centers with slow growth were mainly centers of early settled and densely populated agricultural regions in the western part of the country. Industrial giants that arose during the Soviet period lie farther to the east and are based on fuel and energy, metals, machinery, and chemicals.

Analysis of growth patterns of cities during the Soviet period reveals three contrasting periods in the location of the fastest-growing cities : 1926-1939, when such cities were mainly in industrial districts, such as the Donbas, the Urals, and the Kuzbas ; 1939-1959, which included World War II, when such cities lay deep in the interior of the country between the Volga River and Lake Baykal ; and the period since 1959, when such cities have been more widespread.

The 381 growth cities more than doubling in population in the period 1939-1959 and cities of rapid growth 1959-1967 are discussed individually. Rapid

growth of many of these cities is based on the production of energy from coal, oil, or water power, of ores or metals, especially of iron, and recently of chemicals. Centers of administrative units giving recognition to non-Russian ethnic groups have also grown rapidly. It is suggested that these cities play a key role in mediating between external economic and cultural innovations and diffusion on one hand and the development of their tributary, administratively separate, and ethnically distinct regions on the other hand. Finally, an analysis of cities that have stagnated revealed that poor transportation, declining commercial activities, and isolation from the main thrust of Soviet economic and industrial development characterized such cities.

Detailed tables present population data for cities of more than 100,000 population in 1967 arranged regionally; population and occupational data for cities of more than 50,000 arranged by functional type; and historical data on population for 1867, 1885, 1897, 1915, 1920, 1926, 1939, 1959, and 1967 for each city of more than 100,000 population in 1967.

The bibliography of more than 700 titles is divided into basic sources of population and other data, Soviet works on cities of the USSR as a whole, Soviet studies of cities in individual regions, foreign works on Soviet cities, and general works on urban geography.

ESSAI SUR LES FORMES DE RELIEF DUES AU RUISSELLEMENT

DESCRIPTION ET RELATIONS AVEC LES COMPOSANTES VERTICALE ET LATÉRALE DE L'ÉCOULEMENT

PAR
E. DE VAUMAS

SOMMAIRE

INTRODUCTION

La géomorphologie est la science des formes du relief.

L'observation ayant vite révélé l'extrême diversité de ces formes, la géomorphologie se doit, en premier lieu, de les identifier, de les décrire et de les classer. C'est en second lieu seulement que doit intervenir l'explication des formes du relief, même si, dans son travail de recherche, le géomorphologue passe alternativement d'une observation de plus en en plus précise à une explication de plus en plus poussée.

Or, il semble que, par un paradoxe assez curieux, les géographes des formes du terrain se comportent assez souvent comme si toutes les formes du relief étaient actuellement connues et recensées, alors qu'en réalité beaucoup de ces formes restent encore à découvrir et à décrire.

De cette constatation, on voudrait donner ici un exemple capital, pris dans le domaine des formes de ruissellement.

Les formes de ruissellement paraissent être, à première vue, les formes de relief les mieux connues. Tous les traités de géomorphologie en parlent et aucun de ces traités ne donnent à penser que des découvertes de formes nouvelles, relevant de cette catégorie, puissent encore avoir lieu. Or, par deux fois, l'on a été amené à constater que des formes de ruissellement, parmi les plus importantes, sinon les plus importantes, avaient été insuffisamment signalées ou, même, non signalées.

Au cours de recherches menées pendant de longues années dans le Proche-Orient, puis dans d'autres pays, l'on a pu constater que les formes de ruissellement actuellement décrites parce qu'actuellement fonctionnelles, ne sont modelées, en réalité, que depuis très peu de temps puisqu'elles ne sont façonnées que depuis la période froide du Riss.

Avant cette période froide, le ruissellement était caractérisé non seulement par un bassin de réception et une gorge d'écoulement comme c'est le cas présentement, mais aussi par un cône rocheux. Les cônes rocheux pouvaient avoir toutes les tailles, être très petits en ne dépassant pas quelques dizaines de mètres ou atteindre au contraire des dimensions énormes (20 km. de rayon, 600 m. de dénivelé, dans le cône situé au SE de l'Hermon). En s'anastomosant, les cônes donnaient naissance aux pédiments.

Les cônes rocheux n'étaient pas complètement inconnus. H. Baulig les mentionne dans son classique « *Vocabulaire franco-anglo-allemand de Géomorphologie* » (1956). On peut dire cependant, sans crainte d'exagérer, qu'on ne leur a pas encore donné l'importance qu'ils méritent puisque, depuis le début du cycle d'érosion jusqu'à la période froide du Riss, les cônes rocheux constituent une des formes fondamentales de la morphologie de ruissellement. Il arrive même qu'on ne sache pas reconnaître les cônes rocheux sur le terrain parce que certains cônes constituent, à eux seuls, de petites régions dont l'histoire morphologique, postérieure au façonnement des cônes, a diversifié parfois considérablement les apparences premières.

L'accent une fois mis sur les cônes rocheux et sur les pédiments, il semblait à nouveau qu'aucune autre forme essentielle ne puisse être trouvée. L'existence d'immenses versants concaves dans les péninsules du Péloponèse a montré, une nouvelle fois, qu'il n'en était rien. La découverte de cette forme dans le Sud de la Grèce où elle est conservée, pour ainsi dire, à l'état pur, permettait de comprendre à posteriori beaucoup d'autres formes en provenance de la destruction plus ou moins poussée des grands versants concaves.

On a déjà procédé dans plusieurs publications à la description et à l'interprétation des cônes rocheux. On voudrait dans cet article s'attacher principalement à l'ensemble de la morphologie de ruissellement pour en montrer l'unité foncière malgré la diversité des formes du relief qui constituent cette catégorie morphologique. Pour cela, on s'attachera essentiellement : en premier lieu, à la description des formes, de manière à bien marquer en quoi ces formes sont semblables ou en quoi, au contraire, elles sont dissemblables, — en second lieu, aux relations géomorphogénétiques que ces formes entretiennent avec la composante verticale et surtout avec la composante latérale du ruissellement. D'autres articles compléteront, par la suite, les différents points qui n'auront pas pu encore être traités.

§ I. — NOTIONS DE GÉOMORPHOLOGIE GÉNÉRALE.

La morphologie de ruissellement est un sujet si vaste qu'il n'est pas possible de donner la bibliographie complète qui le concerne. On trouvera d'ailleurs cette bibliographie dans n'importe quel traité ou manuel. On indiquera évidemment les ouvrages dont l'auteur est tributaire à un titre ou à un autre.

Par contre, les observations et les explications exposées dans cet article ne constituant qu'un nouveau chapitre dans les recherches de leur auteur, les conclusions de géomorphologie générale auxquelles celui-ci est parvenu jusqu'à ce jour, vont être brièvement résumées. Le lecteur pourra ainsi voir par lui-même dans quel ensemble s'encadrent les pages suivantes. Il pourra aussi se reporter aux publications signalées de manière à trouver les informations complémentaires qui lui manqueraient. Un premier résumé, plus complet que celui qui va être donné, se trouve dans *Phénomènes karstiques en Méditerranée orientale* (1965-1968, p. 199-205, 262-273, Tableaux récapitulatifs I et II).

I. LES NIVEAUX DE BASE.

Au cours de recherches en Méditerranée orientale, l'on a pris conscience que les anciens niveaux marins étaient beaucoup plus faciles à reconstituer à partir des formes du relief qu'à partir des dépôts laissés par la mer. C'est là une vérité qui avait été soulignée dès le début du siècle par Maurice Gignoux, géologue beaucoup plus porté cependant vers la stratigraphie que vers la morphologie (*Thèse Sciences,* Lyon, 1913 — *Géologie stratigraphique,* 1926). En effet, les terrasses que la mer a abrasées dans la roche comme les falaises mortes qui limitent ces terrasses à l'amont, sont souvent très nettes et très bien conservées, elles se suivent fréquemment non seulement sur quelques dizaines de mètres, mais sur des centaines de mètres, voire des kilomètres. En outre, l'angle constitué par la terrasse et la falaise morte indique d'une manière précise à quel niveau se trouvait la mer. Les dépôts marins permettent rarement d'arriver à un pareil résultat. Ces dépôts, le plus souvent, ne subsistent en effet que dans des placages d'étendue restreinte ; même lorsqu'ils sont importants, il est difficile de savoir à quelle altitude exacte par rapport au niveau marin ils ont été mis en place.

En réalité, ces dépôts servent moins à découvrir les niveaux marins qu'à reconstituer les différents phases climatiques de chaque période froide/chaude ainsi que les différents systèmes géomorphogénétiques qui correspondent à ces phases climatiques.

C'est ainsi qu'après avoir cartographié les terrasses d'abrasion marine de la côte syro-libano-palestinienne et de la côte chypriote (soit un millier de kilomètres environ ; seuls, les levers de la côte syro-libanaise sont actuellement publiés) afin d'établir les différents niveaux anciens de la mer, on a été amené à reprendre l'étude détaillée des dépôts qui se trouvent sur ces terrasses d'abrasion afin de définir les séquences morphogénétiques et les phases climatiques.

Ces terrasses d'abrasion marine font donc connaître les anciens niveaux de base, comme les dénivelés qui les séparent les uns des autres. Avant de signaler ces niveaux, il est essentiel de faire remarquer que l'analyse des anciens niveaux de base et de leur altitude relative devrait constituer le chapitre Premier de tout Traité de Géomorphologie. Tout le relief en effet, — à de rares exceptions près, (phénomènes éoliens par exemple), — évolue en fonction du niveau de base. Quel que soit le processus de fragmentation de la roche, (gélifraction, dissolution, désagrégation chimique,...), — quelle que soit la manière dont les débris de la roche sont transportés (ruissellement, solifluction, glissement,...), — c'est toujours la pesanteur qui joue d'une façon ou d'une autre, pour entraîner la roche réduite en fragments plus ou moins gros, depuis l'endroit primitif où se trouvaient ces fragments rocheux jusqu'à la mer qui limite le relief continental. Si les grandes formes du relief (cônes rocheux, pédiments, surfaces d'érosion, — versants de solifluction laminaire avec leur glacis, — vallées, avec leur cortège de terrasses d'érosion et de terrasses construites,...) montrent, partout dans le monde, des emboîtements les unes dans les autres, c'est que ces formes de relief ont été modelées en fonction de niveaux de base successifs, distincts les uns des autres. Sans niveaux de base distincts les uns des autres, il n'y aurait pas de formes emboîtées à la surface du globe.

1° — Les niveaux de base du Quaternaire.

Les levers cartographiques des terrasses d'abrasion marine révèlent très vite l'existence de quatre niveaux de base (*1, 2, 3, 24, 28*) [1]. Ces niveaux sont aux altitudes de 100 m, 60 m, 20 m, 8 m, par rapport au zéro actuel. Il va sans dire que ces altitudes caractérisent les niveaux qui n'ont pas été déformés par des mouvements tectoniques postérieurement à leur abrasion par la mer. Aucun niveau en effet ne doit être dénommé par une altitude absolue tant qu'il n'est pas prouvé que ce niveau n'a pas été déformé. D'autre part, un niveau, — le niveau de 60 m. par exemple, — ne cesse pas d'être d'une période précise du Quaternaire, même si, par la suite, la tectonique l'a porté à 80 m. ou bien l'a abaissé à 25 m. Pour ces raisons, les niveaux ne doivent pas être dénommés par une altitude (dénomination qui a engendré des confusions innombrables en géologie et en stratigraphie) mais par un terme précis. C'est ainsi qu'on parlera pour les quatre niveaux de base, reconnus pour le Quaternaire de : Quaternaire 1, Quaternaire 2, Quaternaire 3, Quaternaire 4, — ou en abrégé : Q1, Q2, Q3, Q4. (Par commodité, on peut appeler Quaternaire 5 (Q5 = 2 m.) et Quaternaire 6 (Q6 = 0 m.) le niveau flandrien et le rivage actuel). Cette manière de faire a, en outre, l'avantage de fournir des dénominations capables de caractériser non seulement les formes littorales mais encore toutes les formes continentales quelles qu'elles soient ; elle permet de coordonner entre eux tous les types de relief, ce qui est un des buts fondamentaux de l'analyse géomorphologique.

2° — Les niveaux de base du Villafranchien.

Le lever morphologique du massif de Galilée en son entier et de toute l'île de Chypre, montre que le relief, dans sa presque totalité, est constitué par des formes emboîtées les unes dans les autres [2]. Les quatre emboîtements inférieurs se raccordent aux quatre niveaux de base du Quaternaire dont il vient d'être question. Les quatre niveaux supérieurs montrent des formes aux surfaces beaucoup plus étendues que les surfaces des formes quaternaires ; de la même façon, les emboîtements sont beaucoup plus profonds au Villafranchien qu'au Quaternaire. A l'aval, ces formes emboîtées, — au moins les deux plus basses —, arrivent quelquefois jusqu'à des terrasses d'abrasion ou jusqu'à des dépôts marins. D'une manière générale cependant, la région littorale est pour tous ces niveaux une zone de flexuration intense qui a amené la disparition des anciennes terrasses marines du Villafranchien.

Le Villafranchien a donc connu avant le Quaternaire quatre niveaux de base (*17*). Malgré les difficultés qui existent dans leur cas pour analyser les formes marines elles-mêmes, on arrive à établir que ces niveaux de base étaient situés à 500 m., 400 m., 300 m., 200 m., au dessus du zéro actuel. On peut donner à ces niveaux les noms de : Villafranchien 1, Villafranchien 2, Villafranchien 3, Villafranchien 4, — ou en abrégé : V1, V2, V3, V4. On notera déjà que les altitudes de ces niveaux sont les altitudes, légèrement arrondies, qu'avait déjà données H. Baulig. Quant à l'existence des différents niveaux, on a signalé qu'elle avait été découverte par les levers cartographiques des formes et non pas comme l'avait fait H. Baulig par analyse des profils longitudinaux des fleuves et des rivières. En dressant les cartes morphologiques de la Galilée et de Chypre, l'auteur procédait à ces levers sans aucune arrière-pensée, ce n'est qu'après les avoir terminés qu'il a pris consience à quel point les résultats concordaient avec les résultats exposés précédemment par H. Baulig. Cette convergence vers les mêmes conclusions, malgré la diversité des méthodes employées, est en soi une confirmation intéressante de la véracité de ces conclusions.

3° — Le Villafranchien et le Quaternaire descendants.

Les emboîtements de formes de relief, — notamment les emboîtements des versants de solifluction laminaire qui sont les plus nets de tous [1],

---

[1] Les chiffres *soulignés* renvoient à la bibliographie.

[2] En attendant la publication des deux monographies concernant la Galilée et Chypre où seront publiés ces levers, on en trouvera des extraits dans : *6*, fig. 7 et 8 (Troodos), fig. 9, 10, 11 (Chaîne de Kyrénia) ; — *7*, fig. 7 (Coupes du Troodos, de la Mésaorée et de la chaîne de Kyrénia) ; — *24* (Cartes hors-texte de la partie septentrionale de la région du Houlé et de la dépression du Beisan).

[1] Sur les versants de solifluction laminaire, interprétés par la presque totalité des géomorphologues français, — sous le nom de « glacis d'érosion en roches

— montrent que les niveaux de base n'ont cessé de s'abaisser durant le Villafranchien et le Quaternaire. Les terrasses d'abrasion marine et leurs dépôts, dans la mesure où ces terrasses et ces dépôts existent encore, confirment ce point de vue. Depuis le début du Villafranchien, le niveau de la mer est descendu de 500 m. à 0, d'abord par quatre saccades, de 100 m. chacune, qui ont porté la mer de 500 m. à 400 m., de 400 m. à 300 m., de 300 m. à 200 m., enfin de 200 m. à 100 m., puis par quatre nouvelles saccades manifestant des abaissements moins grands et amenant la mer de 100 m. à 60 m., de 60 m. à 20 m., de 20 m. à 8 m., et de 8 m. au 0 actuel.

La Pamphylie donne ces phénomènes un exemple remarquable. On y voit en effet, en arrière de la ville d'Antalya, toutes les terrasses d'abrasion marines du Villafranchien et du Quaternaire, sauf la plus élevée (500 m.).

4° — Le niveau du Plaisancien final et de Villafranchien remontant.

La Pamphylie occidentale (*24*, p. 217-219, fig. 3 et 4) n'est pas remarquable seulement par cette succession de terrasses marines qui se retrouve, plus ou moins dans d'autres régions ; la Pamphylie montre encore une coupe dont, jusqu'ici, aucune autre coupe équivalente ne semble avoir été signalée.

Les terrasses marines en effet ont été nivelées dans des travertins qui mesurent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Ces travertins reposent sur des conglomérats qui surmontent eux-mêmes des couches astiennes et plaisanciennes. Les couches plaisanciennes sont à peu près au niveau du zéro actuel. On constate donc que, depuis le Plaisancien, il y a eu remblaiement sur 500 m. d'épaisseur par des marnes, des sables, des conglomérats et des travertins, ce qui suppose que le niveau de la mer se soit élevé, après le Plaisancien, de 0 jusqu'à 500 m. Dès lors, il devient évident qu'il a existé un Villafranchien remontant, première phase du Villafranchien qui a précédé une seconde phase, celle du Villaranchien descendant dont témoignent les terrasses étagées de 500 m. à 0 m. En Pamphylie occidentale, tous les phénomènes qui permettent d'arriver à ces conclusions se trouvent dans la même région et peuvent être dessinés sur la même coupe (*24*, fig. 3 et 4 ; — p. 265-266, fig. 17). Comme on l'a déjà signalé, il semble bien que ce cas soit encore un cas unique et qu'aucun autre n'ait encore été observé. Ces vues confirment celles auxquelles était parvenu H. Baulig qui, le premier, a pris une conscience nette des différents mouvements de la mer à la fin du Pliocène et des conséquences décisives que ces variations du niveau de base avaient eues, sur la morphologie du Plateau central français en particulier, et sur la morphologie du globe en général. Il avait constaté lui aussi que, d'une part, les sédiments plaisanciens et astiens comblaient la ria du Rhône, creusée à la fin du Pontien, et que, d'autre part, les surfaces d'érosion du cycle actuel commençaient dans les plateaux du Languedoc, immédiatement voisins, à 500 m. d'altitude. H. Baulig [1]. Ces vues n'ont rien d'ailleurs qui doivent surprendre ; elles sont corroborées en effet par toutes les accumulations de dépôts récents qui se trouvent à la périphérie des Alpes (et de beaucoup d'autres chaînes de montagnes) et qui ont été disséquées par la suite. La coupe du Bas-Dauphiné que donne par exemple F. Bourdier (p. 58) est comparable à la coupe générale du Languedoc ou à celle de Pamphylie [2].

tendres» —, comme des formes dues au ruissellement, voir : *10, 11, 20*. Ces formes de relief sont en réalité des formes cryogéniques, modelées dans les roches solifluables (par opposition aux roches éboulisables qui donnent, sous l'action de la cryoclastie, des versants d'éboulisation). Ces formes ne sont fonctionnelles qu'en période froide comme le démontre d'une manière décisive la coupe du littoral de Pomos (Chypre) (*14*).

[1] H. Baulig (1928). Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Etude morphologique. 575 p., 11 cartes, profils et coupes h.t. ; 33 reproductions phot. h.t.

— (1928). Les hauts niveaux d'érosion eustatiques dans le bassin parisien. *Annales de Géographie*. Tome XXXVII, p. 289-305.

— (1935). The changing sea-level. The Institute of British Geographers. Publications n° 3, in 8°, 46 p. London.

[2] F. Bourdier (1967). Préhistoire de la France, 412 p., 152 fig.

On peut encore mentionner par exemple :

Emm. de Martonne (1923). L'ancien delta du Var et les vallées des Alpes Maritimes. *Annales de Géographie*. Tome XXXII, p. 313-338.

Y. Bravard (1963). Le Bas Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. 504 p. 63 fig. XX pl. phot.

II. LA CHRONOLOGIE DU VILLAFRANCHIEN ET DU QUATERNAIRE.

Les considérations précédentes soulignent ou mettent en valeur un certain nombre de faits essentiels qui sont, — ou devraient être, — à la base de toute la géomorphologie.

1° — Au Villafranchien-Quaternaire, il s'est formé huit topographies, emboîtées les unes dans les autres. Ces topographies constituent encore la plus grande partie du relief du globe ; elles sont en correspondance avec les huit niveaux de base et les huit épicycles liés à ces niveaux, qui caractérisent le Villafranchien-Quaternaire descendant. Aucune autre science, en dehors de la morphologie, ne donne à l'heure actuelle une division aussi précise et aussi sûre de cette époque géologique. Il est donc légitime d'en tirer le principe suivant qui n'est en réalité qu'une simple constatation.

2° — Au Villafranchien-Quaternaire, c'est la morphologie qui date. Elle est même pratiquement capable de dater presque tout le relief du globe.

On a déjà signalé que Maurice Gignoux avait déjà insisté sur le rôle essentiel de la morphologie dans l'étude du Quaternaire. En abordant cette période, dans son traité de *Géologie stratigraphique* (1re édition en 1926), il avertit les géologues qu'il y a lieu quand on aborde son étude, de changer de méthode et de se baser plus volontiers désormais sur l'analyse morphologique que sur l'observation des dépôts.

Effectivement, comme on l'a vu, ce principe méthodologique souligné par M. Gignoux, demeure actuellement plus vrai que jamais. Ni la paléontologie végétale ou animale, ni aucune autre science, n'est susceptible de fournir présentement un cadre comportant des divisions aussi nettes et aussi certaines. Aucune autre science ne fournit un terme de référence unique, aussi général et aussi indiscutable, que le terme auquel se réfère la morphologie : le niveau de la mer. Grâce à ce niveau qui a occupé des positions successives au Villafranchien-Quaternaire, tous les reliefs du globe peuvent être datés et synchronisés ; seuls échappent à cette loi générale les reliefs résiduels, antérieurs au cycle actuel.

3° — Au Villafranchien-Quaternaire, la morphologie est même susceptible d'aider les autres sciences qui s'occupent de cette période, à préciser leurs proches recherches.

On a déjà donné des exemples typiques de cette assertion (*24*, p. 266-269) dont on ne rappellera que quelques-uns d'entre eux.

En Palestine, le fossé du Jourdain montre dans la région de Beisan des reliefs façonnés à + 60 m. (Mindel-Riss) qui se trouvent actuellement à — 200 m. On peut donc en conclure que la subsidence du fossé a été de 260 m. depuis Q2. Comme ces reliefs se prolongeaient jusqu'à la Méditerranée par l'intermédiaire d'un seuil très étroit, on peut en conclure également que la mer, et le lac qui occupait le fossé du Jourdain, communiquaient entre eux ; ce n'est qu'après le Riss (Q2/Q3) que la mer et le lac furent définitivement séparés. Cette communication entre la mer et le lac se faisait par un goulet très étroit ; par suite, elle était bien susceptible de maintenir les deux nappes d'eau au même niveau, elle n'était pas capable pour autant de modifier les conditions dans lesquelles se déposaient les sédiments du fossé du Jourdain. Ces sédiments ont un faciès lacustre, de telle sorte que les géologues en avaient conclu jusqu'ici que la séparation entre la Méditerranée et le fossé du Jourdain avait eu lieu beaucoup plus tôt. Conclusion inexacte que la géomorphologie permet de corriger.

Non seulement l'étude des formes du relief peut corriger certaines conclusions de la sédimentologie mais encore elle doit pouvoir aider cette science à progresser. Le «*lacustre à Melanopsis*» déposé dans le fossé du Jourdain, est rapporté par les géologues à toute la période qui précède le Riss. En réalité, il recouvre des aplanissements, distincts les uns des autres, qui sont apparus successivement. Par conséquent, bien qu'en apparence ce lacustre présente le même faciès, il a été mis en place en plusieurs fois, il n'est donc pas partout rigoureusement de la même date. Cette constatation est une invitation pour le sédimentologue à analyser des échantillons de lacustre, pris sur les différents niveaux, afin de voir s'il n'est pas possible de découvrir entre eux des différences d'un ordre ou d'un autre.

La subsidence du fossé du Jourdain vient de montrer que les accidents tectoniques récents étaient beaucoup mieux mis en valeur par l'analyse morphologique que par l'étude de la stratigraphie. L'île de Chypre offre un cas similaire. C'est l'observation du relief et non l'étude des couches qui permet de découvrir la grande flexure littorale qui coïncide avec la côte septentrionale de l'île. Tout le long de cette côte, les glacis de solifluction laminaire, antérieurs à Q1, plongent brusquement dans la mer. Le dernier de ces glacis s'étant formé pendant la période froide V4/Q1 (Günz), on peut même conclure que la flexure a joué à la fin de cette période froide et juste avant que la mer ne remonte jusqu'au niveau Q1 (100 m.). C'est à ce moment là que Chypre a été séparée de l'Anatolie et que s'est ouvert le bras de mer qui existe actuellement entre les deux.

Ici encore la morphologie date le relief et les mouvements tectoniques d'une façon bien meilleure que la paléontologie n'est capable de le faire. Ici aussi, c'est la morphologie qui fournit à la paléontologie des éléments d'interprétation. En effet, si Chypre a été séparée de l'Anatolie à V4/Q1, les éléphants fossiles découverts dans l'île sont à classer à une période antérieure au moment où Chypre se sépare de l'Anatolie et l'évolution de ces éléphants vers des tailles naines débute à ce moment.

Le principe avancé plus haut : au Villafranchien-Quaternaire, c'est la morphologie qui date et qui vient même en aide aux autres sciences, n'est donc pas un principe avancé d'une façon hasardeuse. On en a déjà donné des exemples dont quelques-uns viennent d'être rappelés ; bien d'autres exemples pourraient être fournis ; tout lever morphologique, poursuivi d'une manière systématique et soigneuse dans une région toute entière, fait apparaître d'autres cas où la sédimentologie, la pédologie, la paléontologie, la préhistoire... bénéficient des datations fournies par les formes du relief.

Cette datation est d'ailleurs d'autant plus précise que les différents topographies résultant des niveaux marins successifs du Villafranchien-Quaternaire entretiennent des rapports précis avec les mouvements eustatiques et avec les périodes chaudes et froides.

III. LES RELATIONS DES NIVEAUX DE BASE AVEC LES MOUVEMENTS EUSTATIQUES DE LA MER ET AVEC LES PÉRIODES CHAUDES/FROIDES.

1° — Les niveaux de base et les mouvements eustatiques.

Au Villafranchien-Quaternaire, la mer a occupé huit niveaux successifs, situés à des altitudes sans cesse plus basses. Ces abaissements de la mer s'opéraient à travers des cycles régression/transgression où la mer remontait à chaque fois moins haut que l'altitude d'où elle était descendue. Deux faits fondamentaux caractérisent donc les mouvements de la mer de cette époque : d'une part, un abaissement de la mer à travers les oscillations précédentes, de 500 m. d'altitude jusqu'au zéro actuel ; — d'autre part, des transgressions dont chacune était plus faible que la transgression qui l'avait précédée.

Les cycles régression/transgression ont été mis en relation depuis longtemps, — au moins pour le Quaternaire —, avec les alternances des périodes froides et chaudes. On admet que les énormes calottes glaciaires qui se sont constituées durant les périodes froides, n'ont pu se former qu'en soustrayant aux océans la quantité d'eau nécessaire pour se constituer et à peu près équivalente à leur volume. On admet également que cette masse d'eau soustraite aux océans provoquait l'abaissement de leur niveau. En sens contraire, les périodes chaudes en amenant la fusion des calottes glaciaires provoquaient la restitution d'une grande quantité d'eaux aux océans dont le niveau remontait. Cet enchaînement de faits s'impose de lui-même.

Il reste à expliquer pourquoi la mer ne remontait pas après chaque période froide à son niveau primitif, mais seulement à un niveau situé plus bas que ce dernier. Quoi qu'il en soit de l'explication exacte qui est encore à prouver ou à trouver, on n'a pas rejeté pour autant les relations qui existaient entre niveaux marins, eustatisme et alternance des périodes froides et chaudes, dans le cas du Quaternaire où la mer s'est abaissée de 100 m. au zéro actuel. Dès lors, on peut s'étonner que

les mêmes relations aient donné naissance à tant de critiques, de réserves, ou même de refus quand il s'agissait du Villafranchien eau cours duquel la mer s'est abaissée de 500 m. à 100 m. Comme on va le voir, ces relations existent bien aussi au Villafranchien, même s'il n'est pas possible de faire encore plus que des hypothèses sur la cause de l'abaissement de la mer à travers les alternances de régression et de transgression.

2° — Le nombre des périodes chaudes et froides.

L'existence de périodes froides au Quaternaire ont été déduites de l'observation des traces laissées par les glaciers. A. Penck et E. Brückner ont établi que ces périodes étaient au nombre de quatre et ils leur ont donné les noms de : Günz, Mindel, Riss et Würm. Très vite, on a découvert que ces périodes froides correspondaient à des régressions marines et les périodes chaudes qui leur faisaient suite, à des transgressions qui ont laissé aussi leurs traces sur les littoraux actuels. L'interrelation entre période froide/période chaude et régression/transgression s'imposait à l'esprit. Dès lors, il apparaît normal de l'appliquer au Villafranchien. Les quatre niveaux marins qui ont existé à ce moment sont, eux aussi, les conséquences de régression, suivies de transgression, et ces transgressions et ces régressions sont en rapport elles-mêmes avec quatre périodes chaudes et froides qui ont précédé les quatre périodes chaudes/froides du Quaternaire. Cette manière de raisonner est d'autant plus légitime que bien des auteurs ont mentionné qu'une ou plusieurs glaciations avaient précédé les glaciations quaternaires admises par tous. Cependant si ce raisonnement est légitime, les conclusions sont d'une telle ampleur que l'esprit risque de rester sceptique devant ces conclusions. La prudence scientifique demande par conséquent que ces conclusions soient considérées comme des hypothèses dont on recherche des preuves immédiatement observables.

Ces preuves, on les a demandées jusqu'ici aux phénomènes glaciaires qui avaient effectivement servi à découvrir les quatre périodes froides, — appelées «glaciaires», — du Quaternaire et qui avaient mis sur la piste de périodes froides antérieures. Mais pour qui sait la difficulté très grande qui existe dans l'analyse et l'interprétation des formes glaciaires, il s'avérait très vite improbable que les quatre périodes froides

du Villafranchien puissent être prouvées de cette manière. Ces formes, — formes d'accumulation principalement, — se font d'ailleurs de plus en plus rares lorsqu'on remonte dans le temps.

Aussi après avoir établi que les versants de solifluction laminaire étaient modelés en période froide (*14*) et qu'il se formait un versant de solifluction laminaire par période froide, on a proposé de voir dans les versants de solifluction laminaire les témoins privilégiés des anciennes périodes froides (*24*, p. 267). Ces versants avec leurs glacis parfois immenses se rencontrent dans presque toutes les zones du globe et sont très facilement observables (*10, 11, 20*); il en est de même de leurs emboîtements qui permettent de conclure à des périodes froides différentes les unes des autres. Il est absolument certain que ces formes de relief sont infiniment plus courantes que les formes glaciaires ; leur analyse permet également de parvenir à des conclusions beaucoup plus certaines que les conclusions, toujours très contestées ou très contestables, auxquelles on arrive dans l'observation des différentes moraines glaciaires. A tous ces titres, les versants de solifluction laminaire méritent d'être choisis désormais comme les formes de relief les mieux capables de faire connaître les périodes froides.

Or, à Chypre, le lever cartographique de toute l'île a montré qu'il existait sept niveaux de versants de solifluction laminaire, emboîtés les uns dans les autres. Les quatre versants les plus bas se raccordent aux niveaux marins du Quaternaire ; il en découle que les 3 niveaux supérieurs appartiennent au Villafranchien. Ainsi se trouvent prouvées directement les périodes froides du Villafranchien. Les versants de solifluction laminaire en révèlent trois seulement puisqu'on ne trouve que trois emboîtements successifs de versants de solifluction laminaire et non pas quatre emboîtements comme c'est le cas dans les roches résistantes. Les versants de solifluction se révèlent effectivement d'une conservation plus difficile que d'autres formes modelées dans d'autres roches, les calcaires par exemple ; la tectonique jouait également encore d'une manière très active au début du Villafranchien et elle ne favorisait pas non plus la conservation des versants. Dans ces conditions, on peut estimer que l'hypothèse n'est pas trop hardie de conclure qu'il y a eu au Villafranchien quatre emboîtements de versants de solifluction

laminaire, — même si le plus élevé n'est plus représenté à Chypre, — comme il y a eu quatre emboîtements pour toutes les autres formes de relief qui ont été conservées. On peut en conclure que ces quatre emboîtements, liés eux-mêmes à quatre niveaux marins, sont les témoins de quatre périodes froides (*17, 21, 22*).

3° — LES DÉNOMINATIONS DES PÉRIODES CHAUDES ET FROIDES.

Les sigles V1, V2, V3, V4, Q1, Q2, Q3, Q4 (et aussi Q5 et Q6) ont été choisis pour désigner les différents niveaux marins du Villafranchien et du Quaternaire. Ces sigles peuvent être employés aussi par extension pour désigner les périodes chaudes durant lesquelles se produisent les transgressions qui aboutissent à ces niveaux. Les périodes chaudes du Villafranchien ne portent pas encore de noms connus; les périodes chaudes du Quaternaire au contraire sont dénommées depuis A. Penck et E. Brückner et il est possible d'établir les correspondances suivantes avec les sigles employés : Q1 (100 m.) représente le Günz-Mindel, — Q2 (60 m.), le Mindel-Riss, — Q3 (20 m.), le Riss-Würm; — Q4 (8 m.) l'interstade Würm I-Würm II. III. Quant aux périodes froides, on peut les désigner ainsi : V4/Q1 : Günz, — Q1/Q2 : Mindel, — Q2/Q3 : Riss, — Q3/Q4 : Würm I, — Q4/Q5 : Würm II. III.

De la même façon, les sigles : VI (500 m.), V2 (400 m.), V3 (300 m.), V4 (200 m.), peuvent être employés pour désigner les niveaux marins et, par extension, les périodes chaudes du Villafranchien, tandis que les sigles V1/V2, V2/V3, V3/V4, V4/Q1 désignent les périodes froides de la même époque. (Ces sigles V1/V2, Q1/Q2 ne doivent pas être confondus avec les sigles V1/V2, Q1/Q2 qui seront aussi employés).

IV. LES SÉQUENCES DE DÉPÔTS EN RELATION AVEC LES SYSTÈMES GÉOMORPHOGÉNÉTIQUES ET LES PHASES CLIMATIQUES.

Si les dépôts n'ont qu'une faible valeur pour fournir une chronologie précise du Villafranchien et du Quaternaire, ils revêtent au contraire une grande importance, quand il s'agit de distinguer à l'intérieur de chaque

période chaude/froide, les différents systèmes géomorphogénétiques qui s'y sont succédés, de même que les états climatiques qui ont provoqué ces systèmes (Voir : *8, 9, 12, 14, 19, 23, 28, 29*).

1° — LES SÉQUENCES DE DÉPÔTS.

Les recherches poursuivies dans le Proche-Orient et à Chypre, mais aussi dans d'autres régions, révèlent des séquences de dépôts dont on ne retiendra ici que deux parmi les plus typiques.

A. — Au bord de la mer, la même série de dépôts est mise en place à chaque période chaude/froide et cette mise en place s'opère toujours dans le même ordre. La séquence est la suivante : nappe alluviale (anaglaciaire), — dalle de grès marins, — grès dunaires à structure entrecroisée (anaglaciaires), — sables et limons rouges (loess quelquefois), — grès dunaires à structure entrecroisée (cataglaciaires), nappe alluviale (cataglaciaire). Cette séquence, quand elle n'a pas été déblayée par l'érosion postérieure, se retrouve sur chaque terrasse d'abrasion marine, elle correspond bien par conséquent à une période chaude/froide. Cette dernière constatation souligne en même temps la nécessité absolue de tenir compte des terrasses morphologiques; il est arrivé en effet à des auteurs qui ne prenaient pas en considération ces terrasses d'interpréter comme une séquence unique et par conséquent d'une même période chaude/froide, des séquences, semblables à coup sûr, mais qui étaient étagées à des altitudes différentes et qui, par conséquent, avaient été mises en place à des époques différentes. Dans la plaine côtière de Palestine dont la subsidence n'a cessé de jouer depuis le Villafranchien, cette séquence de dépôts existe cinq fois sur la même verticale dans toute l'étendue de la plaine comme l'a bien montré Y. Itzhaki (1961) et on a là une preuve particulièrement décisive des conclusions qui viennent d'être données. Cette séquence n'existe pas dans tous les pays du globe; par définition, cette suite de dépôts ne peut être mise en place que dans les zones climatiques où existent des cycles humidification/dessication permettant aux sables de se grésifier (*29*).

B. — Sur les piedmonts et les pentes inférieures des reliefs, peut s'observer une autre séquence de dépôts non moins caractéristiques.

Cette séquence montre de la base au sommet : une nappe alluviale (anaglaiciare), — des nappes de solifluction ou bien des couvertures ébouleuses qui se terminent, sur les piedmonts, par des grèzes grossières (anaglaciaires), — des limons rouges ou des grèzes fines (ou ces deux formes interstratifiées, comme c'est le cas à Chypre, — des nappes de solifluction ou des couvertures ébouleuses (cataglaciaires), — une nappe alluviale (cataglaciaire). Cette séquence se retrouve dans tous les pays méditerranéens, elle est caractéristique aussi des pays tempérés (à cette différence près que les limons rouges y sont remplacés par des loess); il semble bien que ce soit la séquence la plus répandue à la surface du globe. Elle se synchronise avec la séquence précédente qui se trouve au bord de la mer, grâce aux deux nappes alluviales, — anaglaciaire et cataglaciaire, — qui les encadrent.

De ces phénomènes dûment constatés par l'observation sur des dizaines de kilomètres de rivage et dans des régions entières, l'on peut déduire les systèmes géomorphogénétiques qui ont donné naissance à ces séquences de dépôts.

2° — LES SUCCESSIONS DE SYSTÈMES GÉOMORPHOGÉNÉTIQUES.

La séquence des dépôts du littoral permet d'arriver aux conclusions suivantes : la nappe alluviale (anaglaciaire) dénote que le ruissellement existe alors, mais que sa charge commence, au moins dans les régions à faible pente, à excéder sa capacité et sa compétence. Cet excès de charge dont rien ne témoigne dans la période précédente, ne peut être dû qu'à une gélifraction plus grande, au moins dans les parties les plus élevées du relief, — la dalle de grès marins montre à la base quelques cailloux roulés qui sont les derniers témoins de la nappe alluviale; le haut de la dalle au contraire ne contient plus aucune caillou roulé. On a là la preuve, non pas que la gélifraction est moins grande, mais que le ruissellement susceptible de transporter les débris gélifractés, a disparu. En même temps, cette dalle fournit un repère chronologique très précis car elle est mise en place lors de la régression de la mer, régression qui n'a pu commencer à se produire qu'au moment où les inlandsis commençaient eux-mêmes à soustraire aux océans un grand volume d'eau, — les grès dunaires (anaglaciaires et cataglaciaires) montrent que le vent est la

seule force en action sur le bord de la mer durant la période froide, — quant aux limons rouges qui interrompent les dépôts dunaires précédents, ils manifestent une accalmie presque parfaite de l'atmosphère; le vent lui-même a cessé et l'air se déplace sans turbulence par grandes masses, — avec la nappe alluviale (cataglaciaire) on a la preuve que le ruissellement reprend, d'abord avec une charge excessive puis avec une charge normale, évolution qui dénote une diminution de la gélifraction.

En résumé, on assiste à une augmentation de la gélifraction, avant même que la mer ne commence à s'abaisser, puis à une diminution de cette même gélifraction à la fin de la période froide. Le ruissellement évolue de façon inverse. Il diminue puis disparaît; sa disparition peut être exactement datée puisqu'elle correspond au moment où la mer commence à régresser. Il ne reprend que tout à la fin de la période froide. Des lits minces de très petits cailloux interstratifiés quelquefois dans les grès dunaires aux environs du débouché des grandes rivi.res (et seulement dans ces endroits précis) fournissent la contre épreuve de la reconstitution qui vient d'être proposée. L'interprétation de la séquence des dépôts mis en place à l'intérieur des terres dont il va être question maintenant, complètent et confirment les conclusions précédentes.

— Sur les piedmonts et les pentes inférieures du relief, on trouve aussi deux nappes alluviales, — anaglaciaire et cataglaciaire, — qui se raccordent aux deux nappes alluviales similaires du littoral. Entre ces deux nappes, on voit, soit des nappes de solifluction dans les régions de roches solifluables, soit des couvertures ébouleuses (ou des grèzes grossières) dans les régions de roches éboulisables; il arrive que les petites vallées soient encore remplies à l'heure actuelle par ces matériaux de solifluction ou d'éboulisation. Ces dépôts témoignent d'une gélifraction intense. Ils témoignent aussi de l'absence de ruissellement (les vallées se comblent). L'eau reçue par le sol est suffisante pour permettre à la gélifraction de se produire et à la solifluction d'avoir lieu, — on peut appeler ce rapport de l'eau et du sol : *imbibition,* — l'eau n'est pas en quantité suffisante pour engendrer le ruissellement quoiqu'elle soit assez abondante pour provoquer la solifluction. Seule la percolation de l'eau dans les matériaux éboulisés ou soliflués des grandes vallées arrive à donner parfois un filet d'eau au fond de ces vallées. L'existence

de grèzes fines ou de loess montre qu'à un moment de la période froide, l'imbibition elle-même a disparu et a été remplacée par un autre rapport eau/sol qu'on peut appeler *humectation* et qui est à l'origine des grèzes fines.

Les séquences de dépôts et les séquences de systèmes géomorphogénétiques précédentes sont à compléter par la séquence des phénomènes karstiques, et par toutes les autres séquences encore à découvrir. Les deux séquences décrites permettent déjà de reconstituer les différentes phases climatiques d'une période chaude/froide.

3° — Les phases climatiques d'une période chaude/froide.

La gélifraction quand elle augmente accroît la charge des rivières, elle annonce le début de la période froide, avant même que le niveau de la mer ait baissé. Les précipitations atmosphériques sont encore normales à ce moment puisque le ruissellement continue. Le ruissellement cesse au contraire quand la mer commence à baisser, c'est-à-dire au moment où les inlandsis commencent à se former. L'eau nécessaire à la constitution des glaciers ne provient donc pas des pluies, mais de brouillards intenses ou de pluies très fines du type des bruines et des crachins qui ne sont que des brouillards si denses qu'un début de condensation s'opère déjà. Rien n'est plus faux par conséquent que de considérer les périodes froides ou glaciaires comme des périodes «pluviales». S'il y avait pluie, il y aurait ruissellement alors que l'observation montre d'une manière indubitable que les périodes froides sont les périodes du façonnement des versants d'éboulisation et de solifluction, de la constitution des couvertures ébouleuses et des nappes de solifluction, formes d'érosion ou d'accumulation qui ne peuvent exister lorsque le ruissellement est à l'œuvre. A l'intérieur même de cette période de brouillards se situe un moment où l'atmosphère se dégage complètement : les limons rouges (ou les loess) ne peuvent se déposer en effet que s'il y a possibilité pour eux d'un transport éolien en altitude. Ce transport suppose par conséquent une atmosphère très sèche. Les limons étant rubéfiés, il s'ensuit que cette atmosphère, même si elle constitue le moment le plus froid de la période froide, est en même temps très ensoleillée et que cet ensoleillement est susceptible de provoquer la rubéfaction des limons au fur et à mesure qu'ils se déposent. Le fait que la période la plus froide soit en même temps la période où le sol reçoit le plus de chaleur comme en témoigne la rubéfaction des limons n'est pas contradictoire. Il arrive en montagne qu'au même moment et à quelques mètres de distance la chaleur soit difficile à supporter quand on se trouve au soleil et que le froid soit insupportable dès qu'on passe à l'ombre. A Téhéran en janvier 1947, l'auteur a pu constater qu'un bassin d'eau demeurait gelé plusieurs semaines de suite parce que les rayons du soleil ne l'atteignaient jamais alors qu'on ne pouvait pas demeurer soi-même au soleil pendant la journée.

L'ensemble de ces résultats sont résumés dans *Phénomènes karstiques en Méditerranée orientale :* Tableaux récapitulatifs I et II. Les variations qu'ils sont susceptibles d'enregistrer en fonction de l'altitude ou de la latitude ont commencé à être indiquées dans la même publication (p. 204-205 et fig. 1, — p. 263-265 et fig. 16).

Ces recherches sur les séquences de dépôts rejoignent celles auxquelles d'autres auteurs ont déjà plus ou moins fait mention. Parmi ces auteurs, on peut signaler entre autres : Franck Bourdier (1967) qui parle de «cycle climato-sédimentaire» (p. 63); de même F. Bordes (*Recherches sur les limons quaternaires du bassin de la Seine,* 1954) avait déjà mis en évidence que les dépôts mis en place durant une période froide étaient toujours les mêmes et se succédaient toujours dans le même ordre.

L'observation des séquences de dépôts de chaque période chaude/froide doit être un des objets fondamentaux de la géomorphologie. Elle permet en effet de reconstituer les séquences de systèmes géomorphogénétiques qui façonnent le relief. Le relief n'est pas dû en effet à l'action d'un seul processus morphogénétique (gélifraction, dissolution, solifluction...), mais à plusieurs processus qui se succèdent dans un certain ordre; ces processus constituent des séquences qui se déroulent toujours de la même façon à chaque période chaude/froide et qui se sont répétées huit fois de suite au cours du cycle actuel.

Cependant si les séquences dont il vient d'être question se déroulent de la même façon à l'occasion de chaque période du Villafranchien et du Quaternaire, certains de leurs facteurs ont pu varier d'importance

à travers toutes ces périodes. C'est le cas notamment pour le ruissellement dont les variations sont d'autant plus à mettre en évidence qu'il va s'agir précisément dans cet article d'expliquer les formes de relief dues au ruissellement.

V. L'IMPORTANCE ET LES VARIATIONS DU RUISSELLEMENT AU VILLAFRANCHIEN ET AU QUATERNAIRE.

La reconstitution de l'importance et des variations du ruissellement peut se faire grâce à des observations portant sur plusieurs catégories de phénomènes.

1° — Les emboîtements et la largeur des vallées.

Des emboîtements de vallées ont été signalés dans le monde entier, même avant que chacune de ces vallées puisse être mise en rapport avec un niveau de base différent. Ces vallées, par le seul fait qu'elles sont emboîtées les unes dans les autres, montrent que leur section transversale n'a cessé de décroître. Au dessus des vallées quaternaires, des surfaces plus ou moins étendues ont été souvent mentionnées et considérées fréquemment comme «pliocènes». Il est rare que ces surfaces aient été interprétées comme d'anciens fonds de vallées, alors que c'est très souvent le cas. Cette méconnaissance est due à plusieurs raisons : cette morphologie ancienne a souvent été déformée par la tectonique, — les formes de ruissellement sont devenues difficilement reconnaissables parce que beaucoup de processus d'érosion ont agi sur elles après qu'elles aient été modelées, — enfin les formes de ruissellement, surtout les formes anciennes, non fonctionnelles à l'heure actuelle, sont méconnues ou inconnues des géomorphologues. En réalité, les levers très étendus, poursuivis dans le Proche-Orient, montrent que les formes de ruissellement ne se sont pas emboîtées les unes dans les autres seulement au Quaternaire mais qu'il en a été de même au Villafranchien.

Quelques exemples suffisent à le montrer (*21, 24,* p. 270). Entre le Dj. Ansarieh et le Liban, le ruissellement des eaux venues de la Syrie intérieure, s'est opéré sur 30 km. de large à V1, 13 km. à V2, 5 km. à V3. La subsidence du bassin de Homs et l'effondrement du petit fossé de la Bouqeïa (*3, 4*), en interrompant alors l'écoulement en direction de la Méditerranée, ne permettent pas de connaître la largeur des vallées qui auraient pu exister par la suite. La Qadisha s'étalait, au débouché de la montagne, sur 12, 5 km. à V3, 8 km. à V4, 2, 5 km. à Q1-Q2, pour ne plus couler qu'au fond d'une gorge étroite après Q2. En Pamphylie, les eaux descendues du Taurus balayaient toute la largeur de la plaine sur 70 km. de large jusqu'à V3 inclus. Ce n'est qu'à V4 qu'apparaissent les vallées de l'Aksu de Köprü Su et du Manavgat Çay.

Si l'on considère, comme il est normal de le faire, que la largeur des vallées est proportionnelle à l'importance du ruissellement, il s'ensuit que le ruissellement n'a cessé de diminuer depuis le début du Villafranchien jusqu'à l'époque actuelle.

Des observations portant sur d'autres catégories de phénomènes confirment cette manière de voir.

2° — Le volume des matériaux enlevés par l'érosion durant les différentes périodes du Villafranchien et du Quaternaire (*21, 24,* p. 269).

L'analyse morphométrique des massifs montagneux du Proche-Orient est très révélatrice. Elle montre que l'ablation des matériaux n'a cessé de diminuer depuis le début du cycle actuel. Dans le massif du Troodos, V1 a vu l'ablation d'une épaisseur de 500 m. de matériel, — V2, de 300 m., — V3, de 200/300 m., — V4, de 200 m., — Q1, de 100 m. De même en Galilée, 250/350 m. de matériaux ont été enlevés à V1, — 250 m. à V2, — 100 m. à V3, — 100 m. à Q1.

Tous les chiffres donnés par l'analyse morphométrique, montrent, malgré des diversités régionales de faible importance, une énorme ablation de matériaux [1] durant V1-V2 (800 m. au Troodos, et même 1100 m.

[1] Les sigles V1/V2, V2/V3, V3/V4, V4/Q1, ... ont été choisis pour désigner les périodes froides du Villafranchien et du Quaternaire. Dans l'exposé qui suit, les sigles V1-V2, V3-V4, Q1-Q2,... sont employés pour V1 et V2, V3 et V4, Q1 et Q2... c'est à dire pour désigner un ensemble de plusieurs périodes chaudes/froides.

Il importe par conséquent au plus haut point de ne pas confondre entre eux les différents groupements de sigles.

au Kionia qui est un des sommets de ce massif, — 500/600 m. en Galilée), — une ablation importante mais nettement moins forte que la précédente à V3-V4 (400/500 m. au Troodos, — 200 m. en Galilée), — une ablation faible à Q1 (100 m. au Troodos, — 100 m. en Galilée), — une ablation enfin, pratiquement nulle dans la suite, surtout après Q2. L'épaisseur des matériaux enlevés à V3-V4 est à peu près la moitié de l'épaisseur érodée à V1-V2, — l'épaisseur soustraite à Q1-Q2 est, elle aussi, environ la moitié de celle emportée à la période précédente (V3-V4).

3° — L'importance de la dissolution et de la précipitation des calcaires durant les différentes périodes du Villafranchien et du Quaternaire (*24*, p. 272-273).

La coupe de Pamphylie a déjà montré que les travertins s'étaient déposés sur 400/500 m. d'épaisseur durant le Villafranchien remontant. Leur précipitation est contemporaine du creusement des grands poljés de Lycie-Pisidie, situés dans les montagnes immédiatement environnantes. Les travertins se sont déposés alors par centaines de mètres. — D'autres exemples, observés dans le Proche-Orient et à Chypre (*24*) montrent que durant le Villafranchien et le Quaternaire descendants les précipitations calcaires ne se faisaient plus que par dizaines de mètres durant V1-V2 et atteignaient seulement 10/20 m. à V3-V4-Q1. Aucune des grandes formes karstiques du Proche-Orient n'est fonctionnelle à l'heure actuelle. Cette constatation paraît en réalité beaucoup plus universelle et semble caractériser, au moins, toutes les formes karstiques des régions méditerranéennes ou tempérées.

Comme cette dissolution est principalement fonction de la quantité d'eau, infiltrée dans la roche, on peut en conclure que l'eau d'infiltration, — à l'exemple de l'eau de ruissellement, — n'a cessé de diminuer du début du Villafranchien jusqu'à l'actuel.

Les dépôts de ruissellement donnent de nouvelles indications que les phénomènes ont bien évolué ainsi.

4° — Les dépôts de ruissellement.

Les alluvions, mises en place par le ruissellement, donnent, moins des preuves que des indications sur l'importance du ruissellement, soit par le calibre des éléments alluviaux, soit par l'épaisseur sur laquelle s'empilent des dépôts.

A. — *Les calibres des éléments alluviaux.*

La coupe de Djisr Banât Yakoub (Palestine) (*13*) montre que les éléments alluviaux ne cessent de décroître au cours du Villafranchien-Quaternaire. Cette observation rejoint la constatation faite depuis longtemps dans les piedmonts construits de la périphérie des Alpes, constatation qui avait amené à distinguer un «*Diluvium*» et un «*Alluvium*».

Les matériaux du Villafranchien cependant n'ont pas le plus souvent le calibre que suggèrent la capacité et la compétence du ruissellement de cette époque. Les éléments alluviaux ont presque toujours 30 cm. de diamètre environ et leur forme est polyédrique avec des angles subarrondis. On peut les dénommer *fanglomérats,* comme le font les géologues de Chypre. Leur taille relativement faible et assez constante s'explique peut-être de la manière suivante : les masses d'eau qui ruisselaient alors étaient énormes, elles devaient être douées par conséquent d'une vitesse et d'une turbulence considérables qui provoquaient des heurts perpétuels des matériaux sur le fond du lit ou des entrechoquements continuels de ceux-ci au sein même de l'eau. Dans ces conditions les matériaux étaient soumis à des fragmentations incessantes qui expliquent leur calibre relativement faible et leur arrondi imparfait (*27*).

B. — *L'épaisseur des dépôts.*

La connaissance des épaisseurs des dépôts, correspondant à chaque épicycle, serait, si ces épaisseurs pouvaient être connues, un argument de premier ordre qui corroborerait immédiatement les résultats de l'analyse morphométrique, exposés plus haut. En réalité, il est souvent difficile, voire impossible d'observer l'épaisseur des dépôts correspondant à chaque épicycle.

Les dépôts qui se trouvent en effet sur une surface d'érosion, sont rares. Il est malaisé de faire la preuve qu'ils sont contemporains de l'épicycle qui a vu la formation de la surface. En outre, ces matériaux ne sont qu'en transit sur la surface d'érosion et les matériaux qui sont restés sur

cette surface ne représentent qu'une fraction minuscule de tous les éléments rocheux qui ont transité dessus. C'est au delà du niveau de base, c'est-à-dire sous la mer que se trouve l'ensemble des alluvions correspondant à chaque épicycle et à tous les épicycles du Villafranchien-Quaternaire. Il est inutile d'ajouter que dans de telles conditions les différentes épaisseurs de dépôts ne sont pas observables. Les seuls endroits où il y aurait des chances de pouvoir réaliser ce diagnostic serainet des zones de subsidence, — comme celle du plateau de Valensole par exemple, — où tous les dépôts (ou presque tous les dépôts?) se sont accumulés sur place.

5° — Conclusion : Les précipitations atmosphériques n'ont cessé de décroître depuis le début de Villafranchien jusqu'à l'Actuel.

Depuis qu'au lendemain de l'émersion plaisancienne, un nouveau cycle d'érosion a commencé, toute une série de faits montre que la vigueur de la morphogenèse liée à l'eau reçue par le sol, n'a cessé de diminuer : les vallées deviennent de plus en plus étroites et sont susceptibles de passer par exemple d'une largeur de 30 km. à une largeur de quelques centaines de mètres, comme c'est le cas au Liban, — les matériaux déblayés se chiffrent par centaines de mètres durant les premiers épicycles pour ne plus atteindre maintenant que des valeurs presque nulles, ou même nulles, dernière constatation qui avait été faite depuis longtemps par A. Cailleux [1], — les calcaires dissous, puis précipités, ont également un cubage énorme au début du Villafranchien alors qu'ils se réduisent maintenant à quelques mètres cubes déposés autour des «sources pétrifiantes».

Certaines de ces faits, comme les emboîtements de vallées, sont universellement répandus à la surface du globe. D'autres, comme le caractère non fonctionnel des grandes formes karstiques, s'observent dans des régions très étendues et sont peut-être comme les faits précédents des faits concernant toute la topographie terrestre. D'autres enfin, comme l'épaisseur décroissante des matériaux enlevés au cours de chaque épicycle,

[1] A. Cailleux (1948). Le ruissellement en pays tempéré non montagneux. *Annales de Géographie,* Tome LVII, p. 21-39.

relève de l'analyse morphométrique qui est toujours un travail assez long ; au moins peut-on faire remarquer que là où cette analyse morphométrique a été réalisée, elle confirme parfaitement les conclusions tirées des autres catégories d'observations.

La convergence de ces faits dont certains se retrouvent partout permet de conclure que le ruissellement à la surface du sol ou l'infiltration dans les roches solubles n'ont cessé de décroître depuis le début du Villafranchien jusqu'à l'Actuel, ce qui équivaut à dire que les précipitations atmosphériques, elles aussi, n'ont cessé de décroître durant le même laps de temps.

La diminution du ruissellement au cours du cycle actuel peut se résumer dans les grands stades suivants qui découlent des levers et des études, signalés ci-dessus.

6° — Résumé chronologique.

Durant V1-V2, le ruissellement est maximum. Il se concentre dans les synclinaux et dans les ensellements transversaux. Il façonne sur les flancs montagneux les plus exposés les grands versants concaves qui seront décrits plus bas. Sur les flancs montagneux moins bien exposés, il donne naissance à quelques vallées, à des cônes rocheux et à des pédiments.

Durant V3-V4 des vallées apparaissent d'une manière généralisée et le relief se diversifie grâce à elles et aux cônes rocheux qui les accompagnent.

Durant Q1-Q2, les vallées se multiplient du fait que le drainage s'opère par des artères encore plus étroites.

Après Q2, le ruissellement est si faible que, seules, les rivières importantes ont encore la possibilité de creuser. C'est l'époque où naissent les gorges qui entaillent les reliefs préexistants : vallées anciennes, cônes rocheux et pédiments.

A l'heure actuelle, le ruissellement, à part quelques régions priviliégiées, est très localisé ; il est pratiquement nul sur l'ensemble de la surface topographique comme A. Cailleux (1948) a eu le mérite de le souligner.

Les pages précédentes ont présenté l'ensemble des résultats de géomorphologie générale auxquels on est parvenu antérieurement. Il était en effet nécessaire de connaître les notions ainsi dégagées pour comprendre dans quel cadre vont être présentées les observations et les interprétations qui vont suivre.

On examinera successivement :

— les formes actuelles fonctionnelles ;
— les formes anciennes non fonctionnelles qui se subdivisent elles-mêmes en deux ;
— les formes habituelles (cônes rocheux, pédiments...) ;
— les formes inhabituelles (grands versants concaves).

§ II. — LES FORMES DE RUISSELLEMENT ACTUELLES ET FONCTIONNELLES.

(Figures 1, 2, 3, 5, 7)

Emm. de Martonne, dans son Traité de Géographie physique (Tome II, chap. III, p. 150 et fig. 212) distinguait dans la morphologie de ruissellement, les formes suivantes : le bassin de réception, le canal d'écoulement, et le cône de déjection. Il ne paraît pas être parvenu à l'idée que des formes de relief modelées par le ruissellement, très différentes des formes maintenant observables, puissent ou aient pu exister. Il en avait cependant un vague pressentiment. Si l'on a choisi plus bas comme exemple-type de cône rocheux, le cône de l'ouadi Serkhane (fig. 3), c'est au moins pour une part, en souvenir d'Emm. de Martonne. Au moment en effet où nous partions au Liban pour y poursuivre des recherches, il attira notre attention sur cette forme au cours d'un examen, fait avec lui, de la feuille de Tell Kelakh (carte au 1/50.000^e du Liban). Il nous a fallu bien des années par la suite pour arriver à comprendre cette forme dont la singularité s'était tout de suite imposée à notre esprit.

H. Baulig a eu une attitude semblable à celle d'Emm. de Martonne bien qu'à lui revienne l'immense mérite d'avoir établi pour la première fois la subdivision du cycle d'érosion post-plaisancien. Malgré cette découverte, il semble qu'il ait toujours cherché l'explication des différents types d'aplanissement, dans la zonation des climats actuels et non dans les variations des climats au cours des épicycles successifs du Villafranchien et du Quaternaire. Quoi que connaissant l'existence des cônes

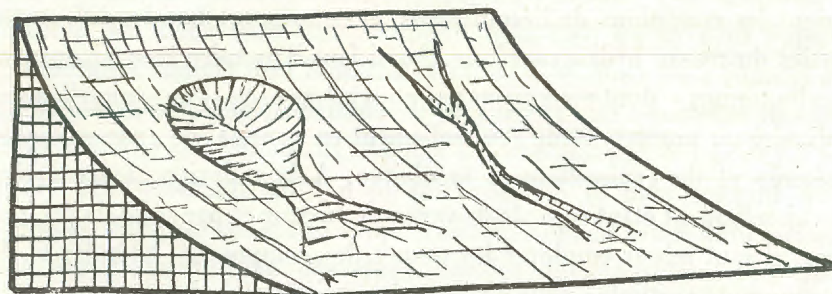


FIG. 1. FORMES DE RUISSELLEMENT, MODELÉES SUR UN VERSANT.
Un bassin-cône semblable à celui qui est visible sur cette figure, existe près de Pyrgos Dyrou dans la péninsule du Cap Matapan.

rocheux qu'il mentionne dans son *Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie* (1956), il ne paraît pas non plus avoir accordé à ces formes l'importance qu'elles méritaient.

La plupart des géomorphologues semblent avoir tenu jusqu'ici des positions équivalentes à celles des grands fondateurs de la géomorphologie dont on vient de citer deux noms parmi les plus connus et vis-à-vis desquels l'auteur a une dette particulière de reconnaissance.

L'observation montre pourtant que la morphologie due au ruissellement a beaucoup varié. Avant de décrire les formes anciennes qui ne sont plus fonctionnelles à l'heure actuelle, on commencera par reprendre rapidement la morphologie et la morphogenèse des formes présentes qui, elles, sont fonctionnelles. De cette façon, on verra mieux comment les formes actuelles se sont substituées aux formes antérieures lorsque le ruissellement a vu son débit diminuer de plus en plus au cours du Villafranchien-Quaternaire. Il en est résulté une diminution considérable de

sa composante latérale, c'est-à-dire de la largeur sous laquelle ce ruissellement avait lieu autrefois.

La composante latérale a beaucoup diminué par conséquent au cours des périodes successives du cycle actuel. Les données résumées dans le premier paragraphe le montrent bien ; l'analyse des formes de ruissellement faite dans ces pages le confirmera. Cependant il faut remarquer encore que la composante latérale ne change pas seulement quand le débit varie mais qu'elle est susceptible de changer aussi pour un même débit quand varient les conditions de l'écoulement, et notamment dans les différentes parties du réseau hydrographique. Aussi faut-il prendre avec circonspection les termes — dont nous avons usé nous même *(18)* — de «ruissellement ordinaire ou normal» et de «ruissellement en nappe», de «ruissellement linéaire» et de «ruissellement aréolaire». A la réflexion, toute artère de ruissellement étant capable de varier de largeur et par suite de profondeur, il vaut mieux employer les termes de «composante latérale» et de «composante verticale» pour désigner les variations de largeur et de profondeur du ruissellement. Ces termes doivent être préférés d'autant plus que, pour un même débit, ces deux composantes varient en fonction inverse l'une de l'autre ; autrement dit, si l'artère d'écoulement voit sa largeur diminuer, sa profondeur augmente ; — et réciproquement, si sa largeur augmente, sa profondeur diminue.

En relation immédiate avec cette constatation, c'est une observation faite depuis longtemps et décrite par tous les traités de géomorphologie qu'une rivière creuse d'autant plus que sa composante verticale est grande. On insiste moins ordinairement — ou pas du tout — sur le fait que la planation en bordure du cours d'eau est, elle aussi, d'autant plus accentuée que la composante latérale est élevée. Par conséquent, la composante verticale creuse. Ce creusement s'opère «par érosion régressive» de l'aval vers l'amont, depuis le niveau de base marin, — et aussi éventuellement depuis les niveaux de base locaux — en direction des parties hautes du relief. Ce creusement tend à réaliser longitudinalement un profil d'équilibre sur lequel existe une abondante littérature, de telle sorte qu'il est inutile d'insister ici plus longuement. On peut donc parler à ce sujet de «composante verticale de l'écoulement ou de l'érosion», ou bien de «composante de creusement».

La vue d'une rivière en pleine activité — rivière en crue ou torrent — montre que cette rivière sape également ses berges d'une façon vigoureuse et que la rivière tend par ce sapement latéral à gagner en largeur et à s'étaler de plus en plus. Elle déploie, pour arriver à ce résultat, une partie plus ou moins grande de sa puissance érosive ce qui a souvent pour conséquence d'obliger les hommes à protéger ou à renforcer ces berges et à endiguer le courant qui, autrement, est susceptible de mettre en péril les champs ou les habitations qui l'avoisinent. L'écoulement et l'érosion ont donc aussi une composante latérale qu'on peut appeler «composante latérale de l'écoulement ou de l'érosion» ou «composante d'aplanissement ou de planation». Il est curieux que l'existence de cette composante ne soit pas mieux soulignée d'une manière ordinaire ; il est encore plus étonnant qu'il n'en soit question le plus souvent qu'à l'occasion du ruissellement en nappe (ruissellement en nappe dont certains font une caractéristique des climats arides ou subarides, alors qu'il existe partout ; ruissellement en nappe dont la dénomination est d'ailleurs plus une image qu'une définition précise) ; il est enfin tout à fait paradoxal que les nappes actuelles de la zone aride qui n'ont qu'une épaisseur infime soient souvent considérées également comme un agent actif de planation.

Les formes de ruissellement actuelles peuvent se diviser en deux catégories : les formes d'érosion et les formes d'accumulation.

I. LES FORMES D'ÉROSION.

Dans le relief tel qu'il se présente à l'observation, les formes de ruissellement se révèlent sous deux aspects différents : dans certains cas comme les régions montagneuses très ravinées ou comme dans les bad-lands qui, eux, se rencontrent également dans des régions subhorizontales, les formes sont fonctionnelles d'une manière évidente, — dans d'autres cas (peut-être est-ce le cas le plus général à l'échelle du relief terrestre pris dans toute son étendue ?), les formes sont bien des formes de ruissellement, comparables à celles observables dans les régions précédentes et ces formes sont bien utilisées par le ruissellement, mais en même temps ces formes dépassent les possiblités morphogénétiques du ruissellement

actuel et n'ont pas pu, par conséquent, être modelées par celui-ci. Il faut bien distinguer ces deux catégories de formes. Sans doute est-ce, pour ne pas l'avoir fait suffisamment, que bien des méprises se sont glissées dans l'interprétation de la morphogenèse de ruissellement.

Dans les formes de relief certainement fonctionnelles, l'observation sur le terrain, complétée par l'examen de la carte topographique montrent que les formes d'érosion comprennent essentiellement : le bassin de réception, — la vallée d'écoulement, — les vallées affluentes suspendues, — les terrasses d'érosion (fig. 2 et 5).

1° — Le bassin de réception.

A. *Description.*

— Ce bassin de réception correspond à l'impluvium, c'est-à-dire à l'aire d'alimentation de la rivière qui est en même temps l'aire de drainage. Dans ce bassin, les filets d'eau convergent vers l'aval. Ce bassin est aussi la zone d'ablation principale du matériel rocheux.

— En plan, le bassin de réception s'allonge plus ou moins vers l'aval et présente un peu le dessin d'une poire. Par suite, on peut y distinguer deux parties dont le contraste a peut-être été trop insuffisamment souligné jusqu'ici. A l'amont, le bassin de réception constitue un amphithéâtre où les versants atteignent leur maximun de dénivelé. A l'aval, le bassin de réception s'étire en direction de la vallée d'écoulement et dessine un entonnoir auquel on peut donner le nom d'entonnoir d'entrée de vallée. On verra, par la suite, que, dans les formes anciennes, un entonnoir de débouché à l'aval de la vallée correspond à l'entonnoir d'entrée de l'amont.

— En profil transversal, le bassin de réception a un profil concave. Dans l'amphithéâtre, les versants ont leur dénivelé maximum; ils forment une pente régulière et ne montrent pas, à leur pied, de parois raides avec angle basal. Dans l'entonnoir d'entrée au contraire, le dénvelé des versants diminue de plus en plus tandis que les parois raides de leur partie inférieure ne cessent de grandir au fur et à mesure qu'on se rapproche de la vallée d'écoulement.

Tels sont les faits d'observation à interpréter.

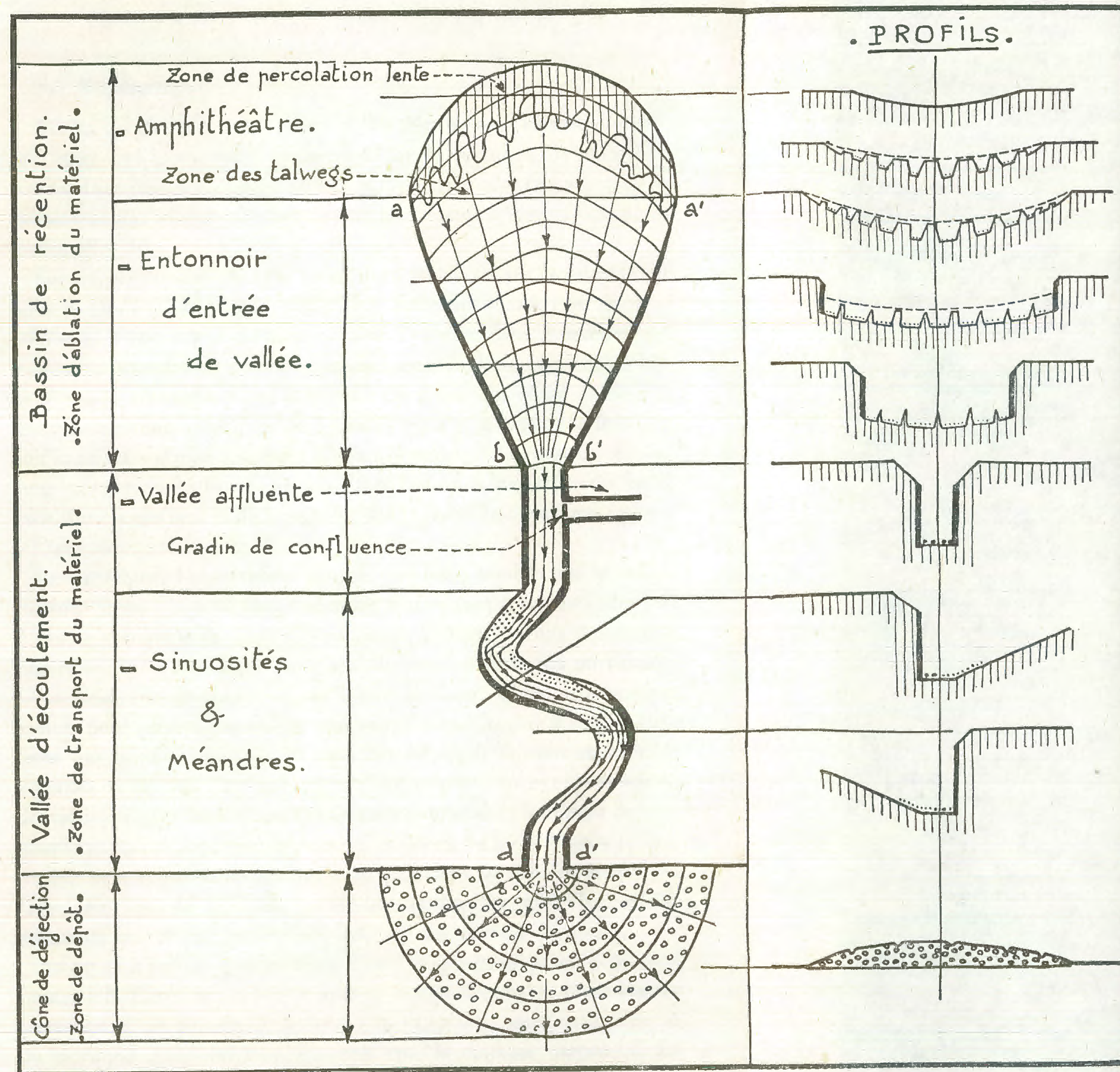


Fig. 2. Les formes de ruissellement, fonctionnelles à l'heure actuelle.
Les traits forts représentent les parois verticales avec angle basal (knick).
Les petites flèches indiquent les directions des filets d'écoulement.

B. *Morphogenèse.*

Les formes de relief qui viennent d'être décrites sont les formes modelées dans une topographie primitive ayant le maximun de simplicité, c'est-à-dire : un grand plan incliné, modelé dans une roche homogène présentant une résistance telle que tous les versants soient uniformément raides (fig. 1).

Sur un plan incliné de cette sorte, l'eau précipitée sur le sol coulerait sous la forme d'une nappe continue si cette eau tombait en quantité suffisante. Cette nappe de ruissellement s'observe dans la nature mais seulement dans des cas très rares dont on donnera des exemples plus bas, cette nappe ressemble alors à la pellicule d'eau qui glisse derrière la glace de certaines boutiques de fleuristes pour y entretenir la fraicheur et l'humidité ou bien à la lame d'eau qui parcourt le «saut de ski» de certains barrages hydro-électriques. Un tel phénomène est un cas limite mais il n'est pas inutile de le signaler dès le point de départ car on aura à y faire appel par la suite.

Pratiquement, l'observation montre que l'eau tombée sur le sol ne ruisselle jamais de cette manière, sinon à titre tout à fait exceptionnel. L'eau se rassemble en filets d'écoulement distincts les uns des autres. Elle ruisselle de cette façon parce qu'elle ne représente pas un volume, — et donc une épaisseur —, suffisants et doués d'une vitesse assez grande pour pouvoir constituer une nappe d'écoulement à surface continue que n'influencent pas les aspérités du relief. Ce sont en effet les aspérités du sol qui, dans une nappe d'eau trop peu épaisse, provoquent des déviations des filets d'eau qui ne suivent plus alors les lignes de plus grande pente ; ce sont ces aspérités qui amènent les filets d'eau à se rencontrer et à se fusionner les uns avec les autres de telle sorte que ces filets, au lieu de s'écouler parallèlement les uns avec les autres, dessinent bientôt un réseau dendritique, un chevelu de talwegs.

Au fur et à mesure que les filets d'eau se groupent jusqu'à ne plus former à la fois q'une artère unique, l'énergie érosive de l'écoulement augmente en proportion de la masse de l'eau sans cesse croissante, et de la vitesse qui, elle aussi s'accroît avec la distance parcourue. Le ruissellement creuse un bassin de réception qui se présente bientôt comme

une conque de plus en plus profonde, manifestant une ablation considérable de matériaux. A première vue, c'est la composante verticale de l'érosion qui paraît être, à peu près la seule à jouer.

En réalité, la composante latérale joue, elle aussi, un rôle très important bien que moins immédiatement évident. Dans le bassin de réception, tous les filets d'eau creusent de petites gorges dont les bad-lands, — excellents modèles réduits pour l'étude des phénomènes de ruissellement, — donnent une vivante image. Si l'érosion creusait seulement, il n'y aurait jamais de bassin de réception, mais seulement des crêtes-interfluves élevées, juxtaposées les unes aux autres. En réalité, l'eau creuse mais elle aplanit aussi ; elle ronge le bas des crêtes-interfluves et provoque à la fin la disparition de ces crêtes par cisaillement latéral. C'est ainsi que le bassin de réception arrive à montrer un vaste évidement de tout le relief. Lorsque cet évidement est réalisé, la composante latérale de l'érosion joue encore un rôle important.

— Dans l'amphithéâtre ou partie amont du bassin de réception, les filets d'eau sont très nombreux, et n'ont encore qu'un faible débit ; en outre, l'amphithéâtre a une section transversale de plus en plus large et les filets d'eau y sont convergents ; il résulte de cet état de choses que la capacité érosive du ruissellement est faible et que sa composante latérale trouve peu à s'exercer, sinon pour supprimer les crêtes interfluves.

— Dans l'entonnoir d'entrée de vallée au contraire, les filets d'eau sont de moins en moins nombreux et possèdent un débit croissant tandis que la section transversale du relief ne cesse de diminuer, il en résulte que la composante verticale de l'écoulement exerce une action de creusement de plus en plus grande, il en résulte également que la composante latérale de ce même écoulement et l'action érosive qu'elle provoque ne cesse de croître en même temps. Une fois l'évidement du bassin de réception esquissé, la convergence des filets d'eau à l'aval du bassin est moins provoquée par les aspérités du sol qui leur ont donné naissance à l'origine et qui ont disparu rapidement, que par les versants qui canalisent l'eau de plus en plus vers l'aval. La masse d'eau et sa vitesse ne cessant d'augmenter, l'eau a tendance à s'étaler et à éroder latéralement ; le premier effet de cette érosion latérale est que chaque filet d'eau provoque le cisaillement des crêtes-interfluves qui le séparent des filets voisins.

Le second effet qui intervient et qui devient de plus en plus grand au fur et à mesure que les crêtes-interfluves disparaissent, est d'exercer une pression, et donc une érosion, de plus en plus forte sur les versants du bassin de réception. Cette érosion latérale sape la partie inférieure du versant qui devient raide avec un angle basal très net. La paroi raide est d'autant plus haute que le sapement est plus actif et son dénivelé augmente de l'amont à l'aval c'est-à-dire de l'amphithéâtre jusqu'à la vallée d'écoulement.

Cette érosion latérale est également à l'origine de la forme en entonnoir qui caractérise la partie aval du bassin de réception (fig. 2). Sur cette figure, la ligne aa' sépare l'amphithéâtre et l'entonnoir d'entrée et elle correspond à la partie la plus large du bassin de réception ; la ligne bb' passe par l'entrée de la vallée d'écoulement, elle limite l'entonnoir d'entrée dans sa partie inférieure comme la ligne aa' limitait celui-ci dans sa partie supérieure. L'entonnoir est créé à l'origine par le regroupement de toutes les artères d'écoulement en une artère unique, cette artère unique étant responsable à son tour de la création de la vallée d'écoulement. On pourrait attendre dans ces conditions que le contour de l'entonnoir soit symétrique du contour de l'amphithéâtre ; dans ces conditions, le bassin de réception dessinerait un cercle et non pas le profil d'une poire coupée en deux. En réalité, le bassin de réception n'a jamais une forme circulaire mais un contour qui est toujours étiré, — au moins très légèrement, — vers l'aval. Ce fait s'explique aisément. Dans le bassin de réception, le relief originel était plus élevé tandis qu'il l'était moins dans l'entonnoir ; d'autre part, l'amphithéâtre est creusé par des artères d'écoulement qui ne sont encore que de minces filets juxtaposés alors que dans l'entonnoir, il existe des artères déjà importantes qui, à l'entrée de la vallée, n'en forment plus qu'une seule. Dans l'amphithéâtre, l'érosion verticale et latérale est faible parce que chaque filet d'eau n'a qu'un très faible débit ; dans l'entonnoir au contraire, les débits étant beaucoup plus forts puisque les volumes d'eau sont plus grands et que la vitesse d'écoulement n'a cessé d'augmenter, l'érosion est très active. C'est dans l'entonnoir que le creusement atteint son maximum, c'est là aussi que la planation latérale est la plus forte (fig. 5, 1). C'est sur les deux angles b et b' qui raccordent le contour de l'entonnoir

primitif à celui de la vallée que l'érosion joue au maximum; l'érosion reporte cet angle en b1, b2, b3, ... c'est-à-dire toujours plus loin vers l'aval, et elle ne peut agir ainsi sans reporter la limite de l'entonnoir de ab en ab1, ab2, ab3, ... Ainsi s'allonge l'entonnoir d'entrée de vallée auquel les autres causes déjà signalées avaient donné naissance. On constate que cet entonnoir est façonné de telle sorte qu'il réalise la forme de relief la plus adéquate à canaliser toute l'eau d'un bassin très large vers une vallée très étroite; si l'entonnoir n'acquérait pas cette forme, l'eau dont le volume et la vitesse ne cessent d'augmenter ne pourrait pas s'engouffrer par le profil bb' de la vallée; elle déborderait de part et d'autre, ce qui peut arriver d'ailleurs durant certaines crues monstrueuses où l'écoulement peut s'élargir beaucoup en direction de a et de a'. Tous les ingénieurs chargés de problèmes hydrauliques résolvent le problème de la même manière quand ils ont à canaliser un flot d'eau courant largement en surface pour le faire passer dans un canal à section étroite; ils construisent un entonnoir, — de quelque nom qu'on l'appelle, — qui est d'autant plus long et à parois d'autant plus élevées que le débit est plus fort.

2° — La vallée d'écoulement (fig. 2 et 5).

A. *Description.*

— Cette vallée est l'artère unique qui collecte tout le chevelu de talwegs en provenance du bassin de réception. Dans cette vallée, les filets d'eau sont parallèles quand la vallée est rectiligne, ils convergent vers les bords concaces ou divergent des bords convexes lorsque la vallée dessine des sinuosités. L'ablation du matériel est relativement faible dans la vallée d'écoulement qui, à notre époque ne possède qu'une faible largeur, et qui, par conséquent, n'a constitué qu'un faible volume de roche à déblayer. Cette largeur, minime par rapport à la largeur du bassin et du cône, avait amené Emm. de Martonne à l'appeler «gorge d'écoulement» et non pas «vallée d'écoulement». Ce dernier terme est cependant préférable parce qu'il montre mieux que la vallée qui fait suite au bassin de réception peut avoir des largeurs très variables comme on le verra par la suite lorsqu'il s'agira des formes anciennes. La vallée

d'écoulement se présente donc comme un lieu de creusement tant que le profil d'équilibre longitudinal n'est pas atteint, puis comme un lieu de transit de l'eau et de sa charge en matériel lorsque ce profil est réalisé.

— En plan, la vallée d'écoulement se présente comme une vallée au profil en U à laquelle on peut donner les noms de gorge ou de cañon lorsqu'elle est très étroite. On pourrait l'appeler aussi auge si ce terme n'avait été appliqué si longuement par erreur aux vallées glaciaires et ne risquait par conséquent d'engendrer une équivoque. Les parois sont verticales et c'est une grave méprise de considérer le ruissellement comme susceptible de donner naissance à des vallées, dites en V. Si les vallées dont le fond est occupé par une rivière, ont souvent un profil en V, l'inclinaison des versants n'est pas due, dans ce cas, à l'eau qui a creusé ces vallées mais à d'autres processus morphogénétiques : solifluction, glissement, éboulement, éboulisation, désagrégation lente,... La vallée en U est la forme typique de la vallée creusée par le ruissellement quand aucun autre processus n'intervient pour modifier son modelé. Il est donc erroné de considérer ce profil en U, ainsi qu'on vient de le signaler, comme caractéristique des vallées glaciaires ; les vallées glaciaires montrent d'ailleurs beaucoup plus de profils en V que de profils en U, ce qui infirme complètement la notion d'«auge glaciaire». C'est là un point où il n'est plus possible de suivre Emm. de Martonne qui s'il avait pressenti le rôle de la cryogenèse, n'avait pas encore reconnu l'importance des formes que cette cryogenèse est capable de façonner, et qui, d'autre part, avait eu tendance à être trop impressionné par le cas de certaines auges rencontrées dans les Alpes.

Constater que la vallée d'écoulement — quelle que soient sa largeur et sa profondeur, — a un profil en U, c'est constater non seulement qu'elle a des parois verticales, mais aussi que toute vallée a un fond plat, encadré par deux angles basals, même si ce fond comporte des accidents de détail. Lorsque le tracé de la vallée est rectiligne, les deux angles basals sont des angles droits; lorsque la vallée décrit des sinuosités l'observation montre qu'un des deux angles varie : l'angle de rive concave reste un angle droit, tandis que l'angle de rive convexe a une valeur inférieure à 90°, valeur d'autant plus faible que la sinuosité est plus

prononcée et qu'elle est plus profondément encaissée dans le relief primitif.

B. *Morphogenèse.*

Dans la vallée d'écoulement, aboutissent toute l'eau collectée dans le bassin de réception ainsi que tous les matériaux, arrachés à ce bassin, que cette eau charrie avec elle. En outre, la vitesse du courant passe dans cette vallée par un maximum du fait que le volume d'eau qui ruisselle sur une largeur très grande dans le bassin de réception doit s'écouler désormais sur une largeur très restreinte. Le débit/charge de la rivière qui augmente d'une manière constante dans l'amphithéâtre du bassin de réception et surtout dans l'entonnoir d'entrée de vallée, atteint donc son maximum au point où la vallée commence. Dans la mesure où la section de la vallée garde la même largeur, le débit/charge demeure constant; il ne varie que si des vallées affluentes amènent un apport supplémentaire d'eau et de matériaux, ou si le degré de résistance de ces matériaux varie. La puissance érosive étant directement fonction du débit/charge, c'est dans la vallée d'écoulement que l'érosion est la plus grande; elle est d'autant plus grande que cette érosion s'exerce sur une faible largeur et que le volume de matériaux à enlever dans la vallée d'écoulement est relativement très petit par rapport au volume rocheux déblayé dans le bassin de réception. Il s'ensuit que la rivière creuse rapidement la vallée jusqu'à ce que le profil d'équilibre de celle-ci soit atteint.

Si la composante verticale du ruissellement est, à première vue, la plus spectaculaire dans la vallée d'écoulement, la composante latérale joue également un rôle important. A cette composante sont dus le fond plat, les parois raides et les angles basals de la vallée.

— Au sujet du fond plat de la vallée, on peut remarquer tout d'abord qu'une vallée dont le profil serait réellement en V au moins dans sa partie inférieure, c'est-à-dire une vallée où les deux versants se recouperaient l'un l'autre, est non seulement contraire à toutes les observations qu'on peut faire mais que cette forme ne serait pas explicable. Toute vallée en effet, est creusée par une rivière qui transporte une charge, constituée par des éléments rocheux de taille variable. Cette constatation implique que le fond de la vallée doit avoir au minimum la largeur du diamètre de l'élément rocheux le plus gros. Il s'agit là d'un *minimum minimorum* qui n'existe pas dans la réalité comme le montrent les bad-lands; ceux-ci, malgré leurs crêtes aigües et les incisions profondes de leurs petites vallées, révèlent que ces dernières ont, proportionnellement à leur profondeur, des fonds plats beaucoup plus larges que ceux qu'on imaginerait de prime abord. Les éléments de la charge, abandonnés sur le fond de ces petites vallées entre deux ruissellements, c'est-à-dire entre deux pluies, révèlent que ces éléments ne passent pas simplement l'un derrière l'autre mais groupés les uns à côté des autres sur une largeur relativement grande. C'est là déjà une première explication du fond plat qui caractérise le profil de la vallée.

La cause principale de ce fond plat et de sa largeur demeure cependant la composante latérale de l'écoulement. Plus cet écoulement s'opère sur une faible largeur, plus le débit/charge exerce une forte pression non seulement sur le fond de la vallée mais encore sur les parois de cette vallée. Comme l'eau transporte une charge de matériaux solides, susceptible d'user ou d'arracher des éléments rocheux des parois, il s'ensuit que la puissance érosive de la rivière croît en même temps que la pression qu'elle exerce sur les parois. Cette érosion connait cependant des limites.

L'on a établi depuis longtemps que, verticalement, l'érosion cessait lorsque la rivière atteignait son profil d'équilibre et qu'elle faisait place alors à l'alluvionnement si la rivière trouvait sur son passage un relief situé plus bas que son propre profil d'équilibre (rupture de pente topographique à la sortie des montagnes, à l'entrée d'un lac, etc...). Le profil d'équilibre est le profil au-dessous duquel la rivière, diminuant de vitesse, voit sa capacité et sa compétence faiblir de telle sorte qu'elle n'est plus capable d'entraîner sa charge dont une partie se dépose.

Il se produit un phénomène semblable pour l'érosion latérale exercée par le ruissellement (fig. 5, II). On peut observer ce fait aisément dans les matériaux friables que sape facilement le courant de l'eau, ou bien dans les bad-lands qui, ici encore, se révèlent d'excellents modèles réduits pour l'étude des phénomènes de ruissellement. L'érosion latérale, pour un débit/charge donné, ne sape pas indéfiniment en largeur; à un certain moment, elle atteint un profil d'équilibre transversal qui est pour l'érosion latérale l'équivalent du profil d'équilibre longitudinal

pour l'érosion verticale. En deçà de ce profil d'équilibre, la vallée est trop étroite pour laisser passer facilement le flot de l'eau, la vitesse est très grande et aussi, par conséquent, la puissance érosive. Les berges ou les parois de la vallée sont soumises à un sapement ou à une usure considérables. Au fur et à mesure que les berges ou les parois reculent, le flot de l'eau s'écoule sur une largeur de plus en plus grande et par conséquent avec de plus en plus de facilité; sa vitesse diminue, entraînant à son tour la diminution de la puissance érosive. Vient un moment où la section transversale de la vallée est telle que l'érosion latérale devient nulle; le profil d'équilibre transversal est atteint. Au delà de ce profil d'équilibre, la rivière alluvionne latéralement. Ce phénomène est constatable lorsque la rivière cesse d'utiliser la vallée qu'elle a creusée et élargie elle-même pour utiliser une dépression plus large. A ce moment, la rivière s'étale; la vitesse diminue, ce qui entraîne une diminution de la capacité et de la compétence du courant incapable désormais d'entraîner sa charge; une partie plus ou moins grande de cette charge est abandonnée sur les bords de la rivière. On se trouve en face d'un profil de vallée qui n'est plus un profil d'érosion mais un profil construit.

— Responsable du fond plat et de la largeur de la vallée, la composante latérale du ruissellement est également cause des parois verticales de cette vallée. Il suffit pour s'en convaincre d'avoir vu une rivière en crue affouiller et faire reculer rapidement des matériaux meubles comme sont les matériaux d'une terrasse d'alluvions ou bien les matériaux gréso-sableux de certains bassins de montagne. Tant que le sapement de l'eau s'exerce activement, la paroi est verticale et garde sa raideur; lorsque le sapement cesse ou lorsqu'il devient moins fort, la paroi est livrée, sur toute sa hauteur ou au moins dans la partie supérieure de celle-ci, à d'autres processus morphogénétiques (désagrégation lente, glissement, éboulement, solifluction,...) qui transforment la paroi verticale en versant oblique. Ces constatations immédiatement tirées de l'observation des bad-lands ou de l'affouillement des terrains très meubles, sont valables pour les vallées dites en V qui peuvent avoir des profondeurs très grandes. Ces vallées gardent des parois raides dans leur partie inférieure, c'est-à-dire dans la partie susceptible d'être sapée latéralement par la rivière ou par les crues de celle-ci tant que le profil d'équilibre transversal n'est pas atteint. Dans leur partie supérieure au contraire, ces vallées ont perdu leurs parois verticales et leurs versants sous l'action des autres processus morphogénétiques, et principalement sous l'influence des processus cryogéniques, ne cessent de devenir de plus en plus obliques et de se rapprocher de l'horizontale (fig. 5, II et 7, II).

Ce profil en U de la vallée, dû à l'écoulement et au creusement de l'eau varie lorsque la vallée, décrit des sinuosités qui sont à l'origine des méandres [1]. Quand un filet d'eau rencontre de petites aspérités du sol sur la ligne générale de plus grande pente que la pesanteur le sollicite de suivre, ce filet d'eau est dévié de la ligne droite, il contourne ces aspérités qui rendent son tracé sinueux. Ce qui est vrai à l'échelle du filet d'eau, est vrai également à l'échelle du ruisseau ou de la rivière. Tout cours d'eau qui se bute à des obstacles subit des déviations locales dans son tracé, même si ces obstacles sont petits. Ces sinuosités provoquent dans les rivières des déplacements des filets d'eau aisément observables : les filets se concentrent vers la rive externe de la sinuosité tandis qu'ils divergent par rapport à la rive interne. La masse de l'eau et de sa charge est donc amenée à exercer une pression et donc une érosion très fortes sur la rive externe et au contraire une pression et une érosion pratiquement nulles sur la rive interne. Par conséquent, au fur et à mesure qu'elle s'encaisse pour atteindre son profil d'équilibre longitudinal, la rivière sape la rive externe ou rive concave qui montre une paroi raide tandis qu'elle n'exerce au contraire ni pression, ni érosion, sur la rive interne ou rive convexe dont le profil est très oblique (fig. 2).

La vallée montre ainsi un profil dissymétrique, caractéristique d'un cours en méandre. Ces méandres connaissent, eux-aussi, une limite d'équilibre. Les grandes vallées le suggèrent mais ne permettent pas de l'inférer directement. Depuis le cataglaciaire en effet où le ruissellement est passé par un maximum, les fleuves ou les grandes rivières sont décollées par rapport à leurs parois concaves et ne longent plus celles-ci qu'à

[1] H. Baulig. Le problème des méandres. *Bulletin de la Société Belge d'Etudes géographiques,* 1948, XVII, n° 2, p. 121-127.

J. Blache. Le problème des méandres encaissés et les rivières lorraines. *Journal of Geomorphology,* 1939, II, p. 201-202, 4 fig. — 1940, III, p. 311-331 8 fig.

une certaine distance. Dans les petites rivières, surtout en montagne, ou dans les bad-lands où le ruissellement érode activement, on s'aperçoit que les méandres grandissent sans dépasser une certaine limite. L'explication de ce phénomène est simple. Plus le méandre prend de l'ampleur, plus le tracé de la rivière s'allonge et plus la pente faiblit. Ici encore la diminution de la pente provoque une diminution de la vitesse et donc de la puissance érosive de la rivière. A un moment donné, cette puissance érosive devient nulle, le méandre a atteint sa taille maximum en équilibre avec le débit de la rivière.

3° — Les vallées affluentes suspendues.

Les vallées affluentes de la vallée d'écoulement évoluent de manière semblable à la vallée principale dans laquelle elle se jette. Leur confluence montre cependant un fait qui mérite d'être souligné : la vallée affluente est suspendue au dessus de la vallée principale ; autrement dit, c'est par un brusque dénivelé que le profil d'équilibre longitudinal de la vallée affluente se raccorde avec le profil d'équilibre de la vallée principale ; ce dénivelé est d'autant plus grand que la rivière principale est plus importante et que l'affluent au contraire est plus petit. Ces faits s'observent aisément dans les bad-lands mais aussi dans les reliefs de grande ampleur. Dans ces derniers reliefs toutefois, la dénivellation entre rivière principale et rivière affluente n'est bien conservée que dans les roches qui subissent peu l'influence des autres processus morphogénétiques, notamment des éboulements, glissements, solifluctions,... C'est ordinairement dans les calcaires durs (Galilée, Ombrie) ou dans les roches cristallines (Troodos) que les vallées affluentes demeurent suspendues d'une façon facilement observable. Dans ces roches, l'éboulisation est presque seule à jouer ; or si elle érode beaucoup, elle érode plus lentement que les processus auxquels on a fait allusion plus haut (fig. 2).

La suspension des vallées affluentes au dessus des vallées principales s'explique donc facilement. Le creusement des vallées est fonction du débit/charge des rivières qui leur donnent naissance. Il est par conséquent normal que le creusement de la vallée affluente soit plus lent que le creusement de la vallée principale et que, par suite, le profil d'équilibre de la première ne se raccorde pas au profil d'équilibre de la seconde.

Il est normal aussi que le dénivelé qui existe au confluent des deux rivières soit d'autant plus grand que les débits/charges sont plus dissemblables.

Emm. de Martonne avait entrevu ce problème. Il avait coutume de le montrer à ses élèves dans le grand méandre que la Seine décrit à la Roche-Guyon, et où des petites vallées demeurent perchées très au-dessus du fleuve. Il ajoutait même que l'Epte qui est déjà une rivière nettement plus importante et qui se jette un peu plus loin dans la Seine avait un profil qui ne se raccordait pas avec celui du fleuve ; ce dernier fait, bien qu'il ne soit pas évident sur place à première vue, n'en est pas moins prouvé par un nivellement précis de la topographie. N'ayant pas conçu nettement la notion de débit/charge comme facteur essentiel de l'érosion par ruissellement, Emm. de Martonne croyait que les vallées haut-perchées avaient eu un profil longitudinal qui se raccordait primitivement au fleuve mais que le développement du méandre avait tronçonné par la suite la partie inférieure de leur profil d'équilibre. Pour cette raison, il appelait ces vallées «valleuses de méandre», empruntant le terme «valleuse» aux vallées suspendues qui se voient en haut des grandes falaises du pays de Caux où l'on peut admettre plus vraisemblablement, — encore n'est-ce pas sûr ? — que ces valleuses représentent des vallées dont l'abrasion marine a détruit la partie aval. Cette comparaison entre les vallées haut-perchées rencontrées au bord d'un grand fleuve et les vallées semblables observables dans les falaises marines montre bien le processus psychologique qui avait conduit Emm. de Martonne à formuler son explication : dans les deux cas, il y avait pour lui sapement par la base, dans le premier cas par la mer, dans le second cas par un grand fleuve décrivant un méandre. Cette explication ne peut plus être retenue pour de multiples raisons : elle manifeste en effet une prise de conscience insuffisante que le débit/charge définit la puissance érosive d'un cours d'eau ; elle ne tient pas compte non plus du fait que le fleuve est décollé depuis le cataglaciaire, de la paroi en haut de laquelle se trouvent «les valleuses» ; elle rend mal compte du dénivelé qui existe entre vallée affluente et vallée principale quand cette dernière ne dessine qu'une sinuosité assez faible ; enfin elle ne rend plus compte du tout des phénomènes lorsque les vallées affluentes sont perchées au dessus d'une partie

rectiligne du cours du fleuve, a fortiori quand ces vallées affluentes continuent à être perchées au dessus de la paroi convexe de la rivière principale comme le fait se produit lorsque la rivière coule encore dans une gorge.

Ce dernier développement méritait d'être fait non seulement parce qu'il aide à expliquer exactement une forme essentielle de la morphologie due au ruissellement, mais encore parce qu'il permet de corriger une autre erreur : l'attribution des vallées suspendues à la morphogenèse glaciaire. Que ces vallées suspendues soient particulièrement nombreuses dans les pays montagneux est évident. Mais cette constatation n'a rien que de très normal puisque le creusement atteint son maximum d'intensité dans les montagnes et que par conséquent les différences entre les débits/charges s'y inscrivent dans le relief beaucoup mieux qu'ailleurs. Il n'est donc pas nécessaire pour expliquer les vallées suspendues de les attribuer à la morphogenèse glaciaire puisque des vallées semblables existent aussi dans les montagnes qui n'ont pas connu de glaciers mobiles. Si les vallées suspendues ont moins attiré l'attention dans les montagnes non glaciées que dans les montagnes glaciées, la raison en est simple. Les montagnes non glaciées n'atteignent que de faibles altitudes, toute montagne tant soit peu élevée ayant connu les effets directs ou indirects, de la glaciation, au moins dans la zone tempérée dans laquelle la géomorphologie a commencé à se constituer et dont elle reste peut-être encore trop tributaire à l'heure actuelle dans certaines de ses conceptions insuffisamment revisées.

4° — Les terrasses d'érosion. Les emboîtements de vallées.

Il est rare qu'une vallée importante ne montre pas, au dessus de ses propres versants, des replats plus ou moins largement développés. Il est courant de constater aussi que ces replats se redressent eux-mêmes pour donner des versants et qu'ainsi se dessine le profil d'une ancienne vallée plus large dans laquelle la vallée actuelle est emboîtée. Après ce qui a été dit dans le premier paragraphe sur les différents niveaux de base du Villafranchien/Quaternaire et de l'affaiblissement continu du ruissellement qui a eu lieu pendant cette période, il n'est pas utile

d'insister à nouveau sur le problème posé par les terrasses d'érosion. Il suffirait simplement de les mentionner pour compléter la liste des formes engendrées par l'action érosive du ruissellement. Ce sont en effet ces replats et les emboîtements qu'ils manifestent, qui avaient permis de conclure à une diminution continue du ruissellement au cours du cycle actuel.

A côté de cette action érosive, le ruissellement peut jouer aussi comme processus d'accumulation des matériaux.

II. LES FORMES D'ACCUMULATION.

Les formes d'érosion sont les formes de ruissellement les plus caractéristiques, celles qui permettent le mieux de comprendre la morphogenèse qu'exerce l'eau qui s'écoule à la surface du sol. Il ne sera donc question, ici, des formes d'accumulation que très rapidement.

Les principales formes d'accumulation sont les suivantes.

1° — Les terrasses construites.

Lorsque la pente de la rivière faiblit plus ou moins brusquement comme il arrive par exemple lorsqu'elle débouche dans un bassin intra-montagneux, la vitesse du courant peut diminuer au point que la rivière n'est plus capable d'entraîner sa charge dont une partie se dépose ; la rivière construit alors une terrasse avec les éléments abandonnés de cette charge. Cette situation a été réalisée principalement, ainsi que la chose a été signalée plus haut, à l'anaglaciaire et au cataglaciaire, double moment où la charge était considérable par suite de l'intense gélifraction qui existait alors. Il suffisait, dans ces conditions, d'une très faible perte de vitesse, c'est-à-dire d'une très petite diminution de pente, pour que la capacité et la compétence de la rivière deviennent incapables de transporter une partie plus ou moins grande de sa charge. Concrètement, les séquences de dépôts d'une période chaude/froide montrent que c'est à ces deux moments que les terrasses construites se sont formées principalement (*8, 12, 14, 19, 23, 24*).

2° — Les cônes de déjection.

Les conditions qui donnent naissance aux cônes de déjection ne sont pas, en soi, très différentes du processus morphogénétique qui engendre les terrasses. Le cône de déjection se trouve au débouché d'un relief plus ou moins élevé (fig. 2) c'est-à-dire à l'endroit où la rivière sort de la montagne pour entrer dans un piedmont. Ce lieu est pratiquement toujours caractérisé par une rupture de pente qui amène la rivière à diminuer de vitesse et à s'étaler; les filets d'eau devenant divergents, les dépôts sont abandonnés sur des lignes radiales partant du débouché de la vallée (et non pas sur des lignes sensiblement parallèles comme pour les terrasses). Il y a formation d'un cône.

3° — Les levées alluviales des rivières non encaissées.

Les dépôts alluviaux dont il vient d'être question sont en relation avec des rivières encaissées. Lorsque les rivières coulent sur un terrain pratiquement horizontal et situé au niveau de la mer, comme c'est le cas dans les deltas ou en Mésopotamie par exemple, elles ont tendance à s'étaler. Cet étalement provoque une perte de vitesse et un dépôt plus ou moins grand de la charge qui se dépose sous formes de levées. La rivière se canalise d'elle-même pour ainsi dire. La notion de profil d'équilibre transversal joue donc non seulement pour les rivières encaissées mais aussi pour les rivières coulant à fleur de sol.

III. RESUMÉ DES PRINCIPALES NOTIONS DÉGAGÉES.

L'étude des formes de relief dues au ruissellement permet de dégager un certain nombre de notions dont certaines méritent d'être soulignées. Celles-ci s'avèreront en effet particulièrement importantes pour expliquer les formes de relief anciennes qui ont cessé d'être fonctionnelles, si on les joint à d'autres, déjà bien établies, ou dont il sera question par la suite de façon plus explicite.

A. — Le ruissellement peut se faire en nappe ou par artères distinctes les unes des autres.

— *Le ruissellement en nappe,* — le seul qui mérite vraiment ce nom —, est un écoulement de l'eau en lame, selon les lignes de plus grande pente du relief. C'est donc un écoulement où les filets d'eau sont parallèles et perpendiculaires aux courbes de niveau. Dans ce type de ruissellement la lame d'eau est si épaisse et si rapide qu'elle recouvre toute la surface du relief et qu'elle noie les aspérités du relief. Ces aspérités ne sont pas capables de détourner les filets d'eau de leur cours, ni de les séparer les uns des autres, de telle sorte qu'ils soient capables de donner naissance à des artères d'écoulement distinctes. Ce type de ruissellement n'existe plus à l'heure actuelle que sur des superficies très restreintes et d'une manière très momentanée.

Le ruissellement auquel on applique souvent la qualification de «ruissellement en nappe» ne mérite pas d'être réellement appelé ainsi. Il ne représente en effet qu'un élargissement de l'écoulement qui s'opère pour une raison ou pour une autre : affaiblissement de la pente, débouché sur le piedmont, augmentation brusque du volume de l'eau (les crues),... Dans ce type de ruissellement les filets d'eau sont divergents; ils ne redeviennent parallèles, puis convergents, que si le relief encadrant les y oblige. Ce mode de ruissellement s'observe dans toutes les zones climatiques. C'est donc une grave erreur de le considérer comme caractéristique des régions arides et subarides ainsi que certains géomorphologues semblent le faire. Dans ces dernières zones climatiques, le phénomène est peut-être très spectaculaire parce que très inattendu : la nappe d'eau arrive, s'étale et s'éteint dans une région désertique où il n'y a pas d'écoulement d'une façon habituelle ; — ce phénomène ne diffère cependant en rien, pour l'essentiel, d'une crue qui balaye une grande dépression montagneuse comme c'était le cas pour le Grésivaudan avant que l'Isère soit endiguée, ou bien un grand cône de déjection sur lequel ne coulent d'une façon habituelle que quelques filets d'eau étroits.

— *Le ruissellement par artères distinctes les unes des autres.* C'est le mode de ruissellement normal qui constitue un réseau dendritique, un chevelu

de talwegs. La quantité d'eau tombée sur le sol n'est pas suffisante pour noyer les aspérités ; par suite, tous les accidents du relief, même minimes, provoquent un regroupement des eaux. Dans ce type de ruissellement, les filets d'eau de l'artère d'écoulement peuvent être, selon les cas, convergents, parallèles ou divergents.

B. — LES COMPOSANTES DE L'ÉCOULEMENT ET DE L'ÉROSION.

Dans le ruissellement par artères distinctes, chaque artère a une profondeur et une largeur qui constituent les deux composantes de l'écoulement ; ces composantes peuvent varier en fonction de différents facteurs (volume de l'eau, pente du sol, vitesse, relief encadrant,...). On a donné à ces deux composantes, les noms de *composante verticale et de composante latérale de l'écoulement et de l'érosion*, — ou de *composante du creusement* et de *composante de l'aplanissement*.

Ces composantes connaissent cependant des limites. L'érosion agit verticalement ou latéralement jusqu'à ce que soient atteint un double profil d'équilibre : d'une part, *un profil d'équilibre longitudinal ou de creusement'* — d'autre part *un profil d'équilibre transversal ou de planation*.

Le ruissellement par artères d'écoulement distinctes, de même que les composantes érosives de ces artères, donnent naissance à beaucoup de formes de relief caractéristiques de ce système morphogénétique, — mais non pas à toutes.

C. — LES FORMES DE RELIEF.

Les principales de ces formes sont :

— *Le bassin de réception* qui comprend deux parties : *l'amphithéâtre* avec ses grands versants obliques et ses petites vallées internes convergentes, — *l'entonnoir d'entrée de vallée* où la base des versants montre une paroi verticale de plus en plus haut, tandis que les interfluves des petites vallées sont de moins en moins nombreux, au fur et à mesure que l'écoulement se concentre. Dans l'amphithéâtre, les traces de l'érosion verticale sont plus visibles que les traces de l'érosion latérale ; dans l'entonnoir de débouché de vallée, c'est l'inverse qui se produit au contraire.

— *La vallée d'écoulement* avec ses parois raides, ses angles basals et son fond plat, est le fruit de la composante de creusement qui agit ici de façon particulièrement rapide jusqu'à ce que le profil d'équilibre longitudinal soit atteint. Elle doit aussi certaines de ses formes caractéristiques (parois raides et fond plat) à la composante de planation. A ce point de vue, elle peut être considérée comme d'endroit où l'entonnoir de débouché de vallée trouve ses formes les plus parfaites. En effet, dans la vallée d'écoulement, les parois raides atteignent leur maximum de dénivelé alors que dans l'entonnoir, ce dénivelé n'était que croissant ; de même dans la vallée d'écoulement le fond est complètement aplani alors que dans l'entonnoir, le fond était encore accidenté, les crêtes interfluves ne disparaissant vers l'aval que progressivement.

— *Les flancs de la vallée* d'écoulement sont constitués par des parois raides, mais il existe des exceptions à cette loi.

La première exception est la suivante (fig. 2). Lorsque la vallée a un tracé sinueux, évoluant vers le tracé en méandres, la paroi de rive concave est raide tandis que la paroi de rive convexe a un profil oblique qui se rapproche de plus en plus de l'horizontale au fur et à mesure que le relief évolue.

La seconde exception est d'une extrême importance (fig. 7, II). Lorsqu'une rivière coule dans une vallée, elle atteint, a-t-on dit, non seulement un profil d'équilibre longitudinal mais aussi un profil d'équilibre transversal. Quand ce dernier profil est atteint, la rivière est capable de maintenir la raideur de la partie inférieure des parois, elle n'est plus capable de maintenir cette raideur sur une grande hauteur parce que sa force de sapement est nulle désormais. Par conséquent, toute la partie supérieure de la paroi, modelée originellement par l'érosion de l'écoulement, commence à évoluer en fonction d'autres processus morphogénétiques (désagrégation lente, désagrégation chimique, solifluction, glissement, éboulement, éboulisation) et elle acquiert un profil qui cesse d'être vertical pour devenir le plus souvent oblique. Cette partie supérieure du flanc de la vallée est d'autant plus importante que le débit a diminué (c'est le cas depuis le cataglaciaire) et que la gorge est plus profonde. En réalité, en dehors des régions dans lesquelles l'érosion régressive est active, c'est-à-dire les régions dans

lesquelles la gorge vient d'être creusée récemment, il ne reste des parois verticales primitives de la vallée qu'une très petite partie à la base des versants observables. Concrètement, ces versants ont le plus souvent un profil oblique (avec l'angle sommital arrondi) ce qui a amené à parler de profil en V pour les vallées alors que ce profil dérive d'un profil en U primitif, modifié dans la suite par les autres processus morphogénétiques pour aboutir à un profil en V.

L'erreur commise en attribuant le profil habituel des vallées à la seule érosion par ruissellement alors que ce profil est la résultante de plusieurs processus, a eu des conséquences très graves (fig. 7). Cette insuffisance dans l'observation des faits a amené W. M. Davis et, après lui, Emm. de Martonne et H. Baulig, à considérer que la pénéplanation s'opérait par ouverture de plus en plus générale du profil en V de la vallée. La pénéplaine était ainsi le dernier stade d'un relief qui passait par des phases de jeunesse, de maturité et de vieillesse et qui présentait des mamelonnements de plus en plus surbaissés. Cette évolution, même dans son stade ultime, ne pouvait pas aboutir à une véritable planation, constat que Davis lui-même admettait mais qui a le tort de contredire la réalité observable, car les paysages terrestres montrent, en fait, des régions absolument aplanies. Pour expliquer ces derniers aplanissements, on en est donc arrivé à concevoir un processus d'érosion par ruissellement en nappe, qui était censé être distinct du processus d'érosion par ruissellement linéaire. L'on a opposé la pédimentation à la pénéplanation. En outre, comme c'est dans les régions arides et subarides que les nappes frappent le plus l'imagination, — alors que ces nappes existent dans toutes les zones climatiques, — l'on en est arrivé à imaginer que la pédimentation était un phénomène zonal caractéristique des régions arides et subarides.

Ce point de vue paraît difficilement soutenable. Le ruissellement qualifié de ruissellement en nappe n'est en effet qu'une variation dans les composantes verticale et latérale de l'écoulement qui, pour un même volume d'eau, varie en fonction inverse l'une de l'autre. Rien ne permet dans l'observation de la nature de considérer qu'au cours de leur variation mutuelle, les composantes verticale et latérale de l'écoulement donneraient naissance, à un moment précis de leur variation, d'abord

à des vallées en V qui seraient à l'origine de la pénéplanation, ensuite à des sapements latéraux qui seraient à l'origine de la pédimentation.

En outre, considérer que l'érosion latérale est maximale dans les nappes de ruissellement désertiques est un véritable paradoxe pour qui a pu observer concrètement ces nappes. Ces dernières ne représentent en fait que des lames d'eau très minces qui n'exercent aucune érosion latérale sinon de manière très brève et très localisée ; elles ne sont plus capables de parcourir qu'une très petite partie des pédiments qu'elles sont censées niveler et sur lesquels elles abandonnent leur charge assez rapidement.

Ces dernières constatations montrent bien que, quelles que soient les latitudes, le ruissellement n'est plus capable de recouvrir en largeur toute la superficie effectivement nivelée et qu'en plus, dans les régions arides et subarides, il ne peut même plus gagner son niveau de base puisqu'il s'éteint presque tout de suite après avoir débouché de la montagne où des précipitations atmosphériques brusques lui ont donné un début de vie qui s'affirme immédiatment très éphémère.

On peut pressentir déjà par conséquent que ce n'est pas dans la zonation actuelle des climats qu'on peut trouver la solution du problème, mais dans une variation du climat au cours du cycle d'érosion. Les formes anciennes dues au ruissellement mais actuellement non fonctionnelles permettent de prouver qu'il en est bien ainsi.

§ III. — LES FORMES ANCIENNES DE RUISSELLEMENT — LES FORMES HABITUELLES.

Certaines formes de ruissellement essentielles comme les bassins-cônes et les cônes rocheux, n'ont guère retenu jusqu'ici l'attention des géomorphologues. Ces formes apportent pourtant une lumière très vive sur la morphogenèse en dépendance de l'écoulement de l'eau.

I. HISTORIQUE DES RECHERCHES.

Durant les premières recherches, menées en 1945-1947, on a constaté que tout le relief de la Bekaa entre le Liban et l'Anti-Liban, était formé par d'immenses cônes qui sont figurés dans la carte morphologique du Liban au 1/200.000° (*3*). Le temps et les moyens matériels ayant manqué alors, l'interprétation de ces cônes fut faite d'une manière fautive ; le vrai caractère rocheux de ces cônes n'avait pas été reconnu parce que ces formes dans la Bekaa sont modelées dans des poudingues, ils furent alors considérés, non sans hésitations, comme des alluvions récentes cimentées. Certains de ces cônes, comme celui de l'ouadi Serkhane, par exemple, entièrement nivelé dans la roche (fig. 3), continuaient cependant à poser le problème de cône entièrement façonné dans la roche et à être un sujet de préoccupation.

Durant l'été 1957, l'étude de la Bekaa fut reprise en entier. Les cônes de cette région s'avérèrent bien être des cônes rocheux et non des cônes de déjection. Ils nivellent en effet non seulement les poudingues pontiens mais aussi, à l'amont, les calcaires cénomaniens, la craie sénonienne et les calcaires nummulitiques. Une nouvelle carte morphologique fut donnée à l'échelle du 1/400.000° avec des extraits au 1/100.000° des régions les plus importantes (*5*), plusieurs de ces cartes figurent les courbes de niveau et les roches recoupées par le nivellement de manière à bien mettre en valeur les principaux facteurs de la morphologie.

A l'automne 1961, on trouva, des cônes rocheux dans la région de Tripolis (Péloponèse) et sur les sommets du Parnasse (au-dessus d'Arachova), en compagnie de P. Birot, qui avait douté jusque là de la possibilité même de leur existence.

La première hypothèse faite pour expliquer les cônes rocheux fut qu'ils étaient liés au climat aride de la Bekaa septentrionale : l'explication, admise en effet par beaucoup à ce moment là, pour expliquer les pédiments (qui font suite aux cônes) était qu'on était en présence de formes modelées par le ruissellement en nappe des zones arides et subarides. Cette hypothèse s'avéra fausse au cours même des levers car la

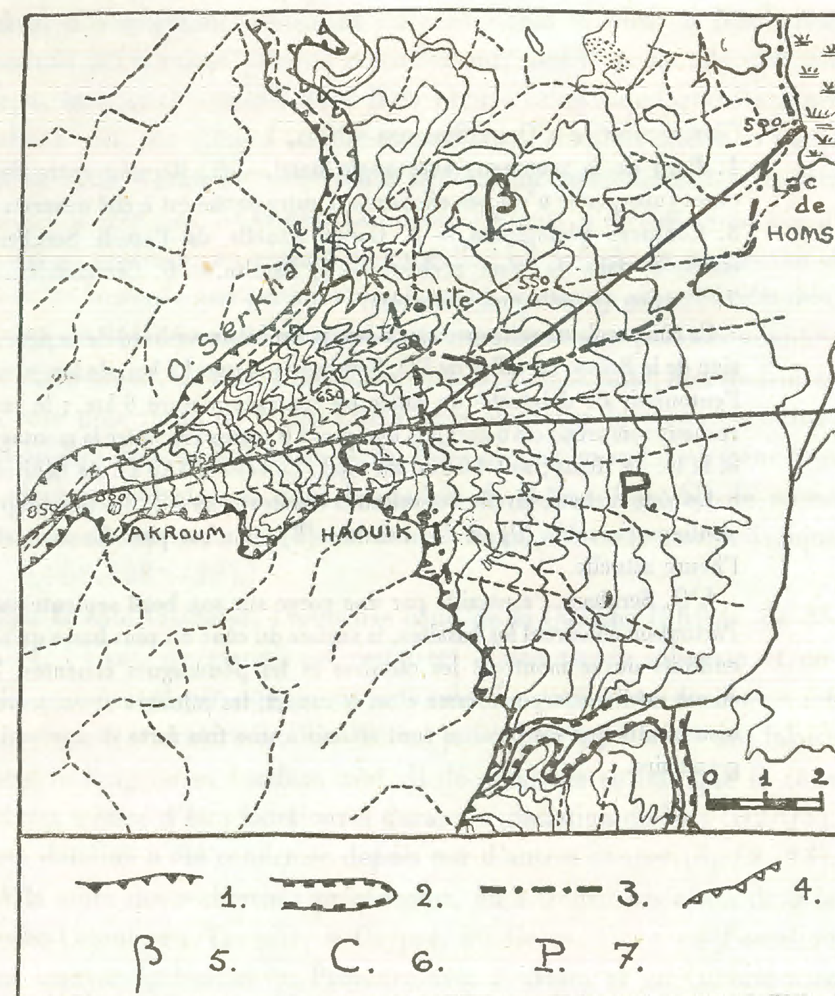


Fig. 3

Fig. 3. Cône rocheux de l'Ouadi Serkhane (Bekaa, Liban).

1. Bord de la montagne avec angle basal. — 2. Reculée entre deux cônes (une partie n'est pas effondrée, l'autre partie est à ciel ouvert). — 3. Contours géologiques. — 4. Gorge actuelle de l'ouadi Serkhane, enfoncée dans le cône rocheux. — 5. Basalte. — 6. Cénomanien. — 7. Pontien (poudingues cimentés).

Ce cône rocheux se trouve sur le revers du Liban au Nord de la dépression de la Bekaa. La vallée de l'O. Serkhane n'a que 12 km. de longueur; l'entonnoir de débouché de vallée ou rentrant mesure 6 km.; le cône rocheux comprend ces 6 derniers km. plus 10 autres km. entre la montagne et le lac de Homs; soit 16 km. au total. Le cône a 350 m. de dénivelé.

Le cône rocheux nivelle des calcaires cénomaniens (C), des poudingues pontiens cimentés (P) et des basaltes (B). Il n'est plus fonctionnel à l'heure actuelle.

L'O. Serkhane l'a entaillé par une gorge sur son bord septentrional. Partout où affleurent les basaltes, la surface du cône est plus basse qu'aux endroits où se montrent les calcaires et les poudingues cimentés. En climat méditerranéen, comme c'est le cas ici, les calcaires se conservent bien tandis que les basaltes sont soumis à une très forte désagrégation granulaire.

Bekaa centrale et méridionale possède des cônes semblables à ceux qui se trouvent dans la Bekaa septentrionale alors que la pluviosité passe du Nord au Sud de 200 mm. à 700 mm. En outre, les cônes de la Bekaa, à l'exception seulement de ceux situés le plus au Nord dans l'endroit où n'existe plus de ruissellement, sont tous entaillés par des gorges étroites. On tenait donc là la preuve catégorique que les cônes rocheux sont des formes anciennes non fonctionnelles, sciées en gorge par la suite quand la composante latérale du ruissellement se trouve réduite à très peu de chose. Les cônes rocheux n'étaient donc liés ni au climat aride, ni au régime de ruissellement actuel; ils ne pouvaient avoir été façonnés que par un ruissellement beaucoup plus considérable, en rapport lui-même avec des précipitations beaucoup plus abondantes.

Effectivement, on trouva des cônes rocheux, par la suite, non seulement du côté désertique de l'Anti-Liban mais aussi sur le versant méditerranéen du Liban, et de l'Amanus. En Palestine, on en voit également dans la plaine d'Esdrelon et dans le couloir de Beïsan (fig. 4), de même que dans la dépression du Houlé dont a donné une carte morphologique au 1/100.000° (*29*).

Sur la côte libanaise, l'immense cône de la Qadisha (360 m. de dénivelé, 14 km. de rayon) est recouvert d'une nappe alluviale et entaillé maintenant par une gorge profonde. La partie aval du cône a été attaqué au Quaternaire 3 (Riss-Würm) par la mer qui a laissé une falaise morte le long de sa bordure aval. Il découlait de ce fait que le cône rocheux a cessé d'être fonctionnel durant la glaciation de Riss (Q2/Q3). Cette datation a été confirmée depuis par d'autres coupes (*8, 12, 23*).

A la suite des recherches précédentes, on a trouvé des cônes dans le Proche-Orient, en Turquie, à Chypre, en Grèce. On a eu l'occasion d'en trouver également en Provence avec J. Nicod et en Ombrie avec H. Desplanques. Le cône rocheux apparaissait donc comme une forme fondamentale du ruissellement et l'on a pu en découvrir partout où les processus morphogénétiques postérieurs au Riss ne l'ont pas détruit. Dans les basaltes par exemple, cette destruction se produit facilement, en climat méditerranéen comme en témoigne le cône de l'ouadi Serkhane (fig. 3), plus abaissé actuellement dans sa partie basaltique qu'il ne l'est dans sa partie calcaire, et comme le montrent encore mieux les

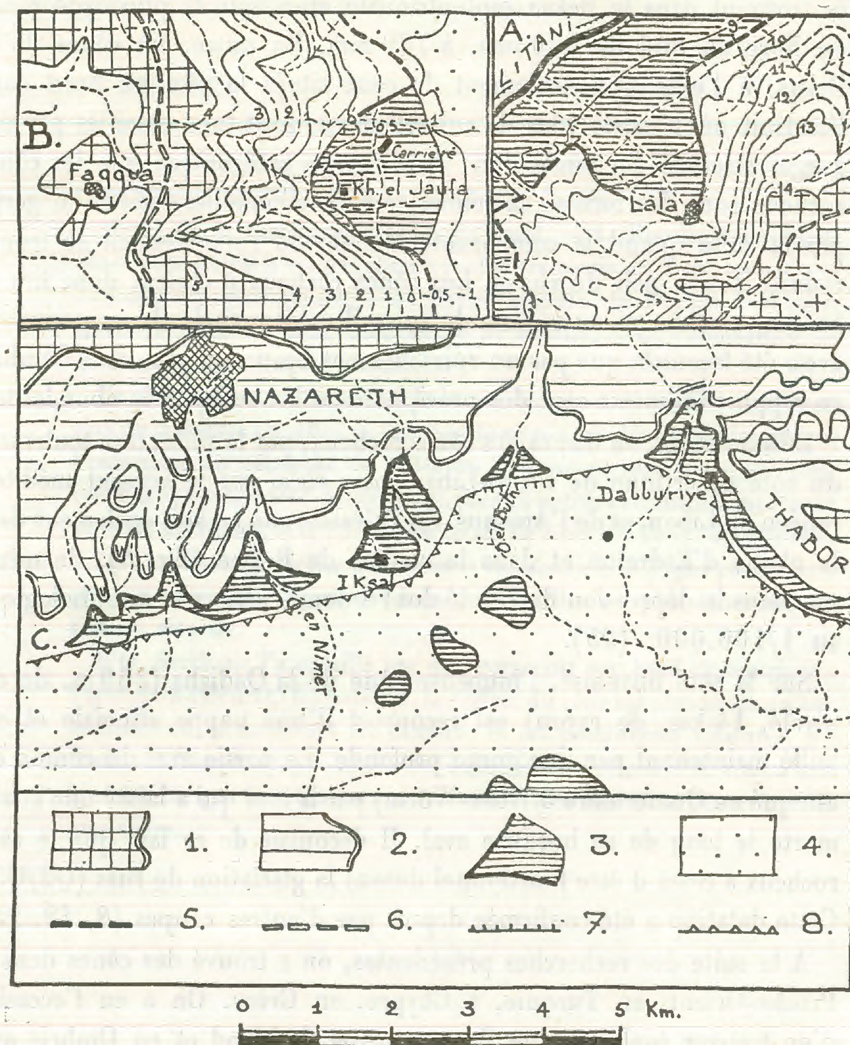


Fig. 4. Exemples de bassins-cônes et d'entonnoirs de débouché de vallée.
1. Plateau supérieur. — 2. Plateau inférieur. — 3. Cône avec pédiment (ce dernier fragmenté par l'érosion ou les flexures). — 4. Alluvions — 5. Limite de la montagne, sans angle basal. — 6. Ligne de partage des eaux. — 7. Faille. — 8. Flexure

piedmonts du Dj. Helou (Syrie) et du Troodos (Chypre) où la désagrégation granulaire et les ravinements n'ont presque plus rien laissé des cônes et des péidments anciens. Ordinairement ce sont les calcaires et les roches cristallines qui sont les plus favorables à la conservation des cônes rocheux, ces roches résistent bien en effet aux processus morphogénétiques dont l'érosion est la plus destructrice (ravinements, solifluction, désagrégation chimique,...)

Le cône rocheux se présente donc comme une forme fondamentale du ruissellement. Son existence en zone méditerranéenne est certaine. Des levers (non encore publiés) exécutés dans les Vosges, donnèrent des résultats semblables à ceux obtenus dans la Bekaa. Les cônes sont tout aussi bien développés le long de la limite occidentale du fossé du Rhin qu'ils le sont en zone méditerranéenne, mais ils sont si grands et parfois si découpés que les géomorphologues n'ont pas reconnus jusqu'ici leur vraie nature. Sans doute, la limite orientale du fossé du Rhin montre-t-elle des faits semblables au pied de la Forêt Noire. Des recherches sur cartes enfin, ont permis de reconnaître la présence de cônes rocheux jusqu'en Norvège par 65° de latitude Nord.

Des recherches et des constatations qui précèdent, se dégagent les conclusions suivantes : les cônes rocheux sont des formes anciennes non fonctionnelles qui s'opposent aux formes présentes encore fonctionnelles, — les cônes peuvent être modelés dans toutes les roches, mais ils ne sont pratiquement conservés que dans les roches qui ont été capables de résister aux différents systèmes morphogénétiques qui les ont attaqués après qu'ils aient cessé d'être fonctionnels, — les cônes ont cessé effectivement d'être fonctionnels au Riss comme le fait est prouvé dans le Proche-Orient et comme il parait très vraisemblable déjà dans les Vosges, — les cônes enfin ne sont pas liés à une zone climatique, ils représentent une forme azonale.

Cet historique amène à préciser la description des formes et à procéder à leur explication morphogénétique. Ici aussi, on peut distinguer, comme dans la morphologie actuellement fonctionnelle : les formes d'érosion et les formes d'accumulation, même si ces dernières ne doivent être traitées que très brièvement.

II. LES FORMES D'ÉROSION — LES FORMES SIMPLES.

Les formes de ruissellement anciennes ne diffèrent pas tellement des formes actuelles que les ressemblances ne soient pas saisissantes. L'unité de famille morphologique ne fait pas de doute comme on va le voir. Dans un cas comme dans l'autre il existe un bassin de réception et une vallée d'écoulement, les formes anciennes comportant seulement en plus, un cône rocheux qui manque aux formes actuelles (sinon dans les bad-lands où certains auteurs l'ont signalé). Ces faits sont facilement observables car la morphogenèse par ruissellement n'est maintenant active que sur des surfaces très restreintes; la chose est évidente dans les zones aride, subaride et méditerranéenne; elle a été signalée aussi pour la zone tempérée par A. Cailleux (1948). A l'époque actuelle, le ruissellement ne donne naissance tout au plus qu'à des gorges qui, pour l'essentiel, laissent intact le relief antérieur.

1° — MORPHOLOGIE.

Les formes de relief sont les suivantes :

A. — *Le bassin de réception.*

Les anciens bassins de réception ressemblent aux bassins de réception actuels. Il faut noter cependant que les bassins anciens, bien conservés, sont ceux qui ont été modelés dans des roches (calcaires durs des massifs du Proche-Orient, roches cristallines du Troodos), capables de résister pour le mieux aux autres processus morphogénétiques en action depuis le Riss. Par suite, la destinction entre versants obliques et parois raides, caractéristique du façonnement par le ruissellement, se trouve beaucoup moins bien marquée dans les formes anciennes que dans les formes actuelles fonctionnelles.

B. — *La vallée d'écoulement.*

L'observation de la vallée d'écoulement amène aux mêmes constatations. D'une manière très habituelle, cette vallée a un calibre très supérieur aux besoins de l'écoulement actuel; le fait est particulièrement patent dans les zones méditerranéenne ou aride dans lesquelles l'écoulement est très faible ou même seulement intermittent. Dans la Bekaa par exemple, et notamment dans la Bekaa septentrionale, les vallées de l'Anti-Liban sont très larges bien que l'écoulement y soit extrêmement rare, et elles ont un plancher encombré de blocs rocheux tombés des parois. Ces vallées en outre se raccordent avec les cônes rocheux, situés, à l'aval, de telle sorte que bassin de réception, vallée d'écoulement et cône rocheux apparaissent comme contemporains et comme ayant évolué ensemble.

C. — *Le cône rocheux* (*de débouché de vallée*) (fig. 3).

Le cône rocheux est la forme la plus caractéristique de l'ancienne morphologie de ruissellement. Comme son nom l'indique, il est sculpté dans la roche même. Pour être tout à fait précis, ce cône doit être appelé : «*cône rocheux de débouché de vallée*».

La taille des cônes rocheux est très variable. On en a signalé dans les bad-lands où ces cônes ont des dimensions de l'ordre du mètre en largeur et l'ordre du décimètre en hauteur. Dans les reliefs ordinaires, la taille est au moins de l'ordre du décamètre ou plutôt de l'hectomètre, mais elle peut devenir de l'ordre du kilomètre. On a déjà mentionné le cône situé au SE de l'Hermon, il mesure 20 km. de rayon; le cône de la Qadisha, abrasé par la mer dans sa partie aval, mesure une taille semblable (14 km.). Quant au dénivelé, ils vont de quelques mètres ou quelques dizaines de mètres jusqu'à 600 m. (cône SE de l'Hermon) et 360 m. (cône de la Qadisha). Les cônes de la Bekaa comprennent des cônes de petites tailles, observables notamment dans le SE de la dépression mais surtout des cônes dont les rayons ont de 1 ou 2 km. à 11 km. et les dénivelés de 250 à 350 m. Des tailles équivalentes se rencontrent sur la bordure rhénane des Vosges.

En plan, le cône rocheux montre des courbes de niveau convexes. Ses rayons convergent vers un point qui n'est pas situé sur la bordure de la montagne mais à l'intérieur même de la montagne. Le cône se présente ainsi comme un éventail dont la pointe éventre le relief et y dessine un «*rentrant*» en forme de V. On s'est servi de ce mot de rentrant dans nos premières publications parce que topographiquement cette

insertion du cône dans la montagne est le phénomène qui frappe le plus immédiatement l'observateur. Ce terme peut être conservé quand on décrit le bord d'une montagne, mais il vaut mieux dénommer cette partie supérieure du cône : entonnoir de débouché de vallée, parce que ce terme met directement en valeur le lien génétique et morphologique qui existe entre la vallée et le cône.

Ces rentrants ou entonnoirs de débouché de vallée présentent *un grand intérêt* à de multiples points de vue, notamment *au point de vue tectonique*. Il arrive souvent en effet que la bordure de la montagne coïncide avec une flexure ou même une faille; si celle-ci joue à nouveau après la formation du cône, elle fait disparaître la partie du cône, extérieure à la montagne, tandis que la partie intérieure qui se trouve dans cette montagne continue à subsister. Ce phénomène se voit au pied du Liban dans la plate-forme de Beyrouth aussi bien qu'en Ombrie dans la région de Spolète; au pied des Vosges, il est probable que les cônes, au moins les cônes les plus anciens sont faillés. Il en est de même dans la plaine d'Esdrelon, au dessous de Nazareth (fig. 4). Les cônes rocheux constituent par conséquent un excellent moyen pour diagnostiquer les flexures et les failles et même pour dater à quel moment celles-ci ont joué, ou au moins rejoué. C'est là une application importante de la loi qu'on a commencé de dégager : Au Villafranchien/Quaternaire, c'est la morphologie qui date.

A l'heure actuelle, la surface topographique des cônes ne se présente pratiquement plus jamais sous l'aspect d'une surface unie. Cette surface est le plus souvent entaillée par une gorge qui date de la période post-rissienne (cônes de la Qadisha, de l'ouadi Serkhane (fig. 3), ou de la Bekaa en général, des Vosges, de l'Ombrie, etc...). Il n'existe d'exception qui si le bassin de réception est trop petit ou si le climat est trop aride (cônes de la Bekaa septentrionale du côté de l'Anti-Liban). Cette entaille que représente dans le cône rocheux la gorge creusée après le Riss, peut se poursuivre dans la vallée d'écoulement et même dans le bassin de réception si l'érosion régressive et assez vigoureuse. Ces entailles — une par cône rocheux, — ne doivent pas être confondues avec les incisions qui, elles, sont multiples sur un même cône. L'«*entaille*» est une gorge, ordinairement profonde, creusée par la rivière qui a façonné autrefois le cône, son alimentation en eau lui vient des précipitations atmosphériques qui ruissellent sur la montagne. Les «*incisions*» au contraire, sont des talwegs dont l'encaissement est peu profond; elles sont creusées par l'eau en provenance des précipitations qui tombent sur le cône lui-même, elles ont un tracé rayonnant, en éventail. Entailles et incisions ne doivent donc pas être confondues, elles s'épaulent entre elles pour prouver que le cône rocheux n'est plus fonctionnel.

En élévation, le profil du cône mené selon un de ses rayons est un profil concave qui prolonge le profil longitudinal du bassin de réception et de la vallée d'écoulement. Il fait donc partie du profil d'équilibre longitudinal de l'artère d'écoulement dont il manifeste seulement un élargissement brusque. L'entonnoir de débouché de vallée avait d'ailleurs déjà bien montré qu'entre la vallée et le cône, il y avait un passage progressif au point de vue morphologique, comme il existe aussi entre ces deux formes un lien génétique certain, ainsi qu'on va le voir.

2° — Morphogenèse.

La morphogenèse des formes anciennes du ruissellement peut être aisément reconstituée, — en grande partie, — grâce aux formes qui s'étendent sur des superficies restreintes; ces dernières formes permettent en effet de comprendre plus facilement comment la morphogenèse a fonctionné dans les reliefs qui couvrent de grandes étendues.

1er cas : l'ensemble des formes occupe une superficie très restreinte (fig. 1, 4 et 8).

1. Exemples de bassins-cônes. — Le grand versant du Dj. Rharbi qui se dresse au dessus de la partie méridionale de la Bekaa, montre des formes inhabituelles (*18,* p. 143-147, fig. 2 et 3, pl. phot. II). Ces formes ressemblent à de grandes conques, creusées dans le versant même de la montagne et s'élargissant d'amont en aval (fig. 4 A); aucun ruissellement n'y existe plus à l'heure actuelle. Ces conques sont donc postérieures au façonnement général du versant de la montagne, mais

aussi, antérieures à la période actuelle où le ruissellement a perdu toute activité érosive. Ces formes se trouvent en Palestine dans le couloir qui relie la plaine d'Esdrelon et la plaine de Beïsan (fig. 4, B). A Khan el Jaufa, la conque a été entaillée par une gorge après sa formation, ce qui confirme l'antériorité des bassins-cônes par rapport à la période actuelle. Dans ces conques, les courbes de niveau sont concaves à l'amont comme dans un bassin de réception et convexes à l'aval comme dans un cône rocheux. Il y a passage progressif d'une topographie à l'autre, passage qui peut être marqué au point où les courbes de niveau changent d'allure par un rétrécissement plus ou moins prononcé des parois bordières comme on le voit dans le Péloponèse (fig. 1).

La morphogenèse de ces conques, modelées par un ruissellement beaucoup plus fort que le ruissellement actuel, peut s'expliquer de la manière suivante.

2. *le façonnement des bassins-cônes.* — On a vu dans le premier paragraphe que dans les formes maintenant fonctionnelles, l'entonnoir d'entrée de vallée ne cessait de s'allonger vers l'aval et par conséquent de s'élargir (fig. 5, I). On a noté également que les vallées anciennes étaient beaucoup plus larges que ne nécessite l'écoulement actuel. Entonnoir d'entrée de vallée et vallée d'écoulement prouvent par conséquent que dans les formes anciennes dont il est question, la composante latérale de l'érosion était très forte et très active, cette composante sapait continuellement les bords de l'entonnoir et de la vallée située immédiatement à l'aval.

L'observation des cônes-rocheux qui, eux aussi, sont liés génétiquement à un ruissellement ancien considérable montre encore que l'entonnoir de débouché de vallée ne cesse de remonter vers l'amont et de s'élargir à l'aval (fig. 5, III). Le V dessiné par le rentrant grandit d'une manière continue. Les rentrants de toutes tailles observables dans la nature le montrent bien comme l'érosion qui s'opère dans les bad-lands.

On voit par conséquent (fig. 8, I en A, B, C), comment l'entonnoir d'entrée, la vallée et l'entonnoir de débouché vont en s'élargissant toujours. La vallée notamment passe par différents stades : gorge, vallée, goulet. En même temps, les deux entonnoirs progressent en

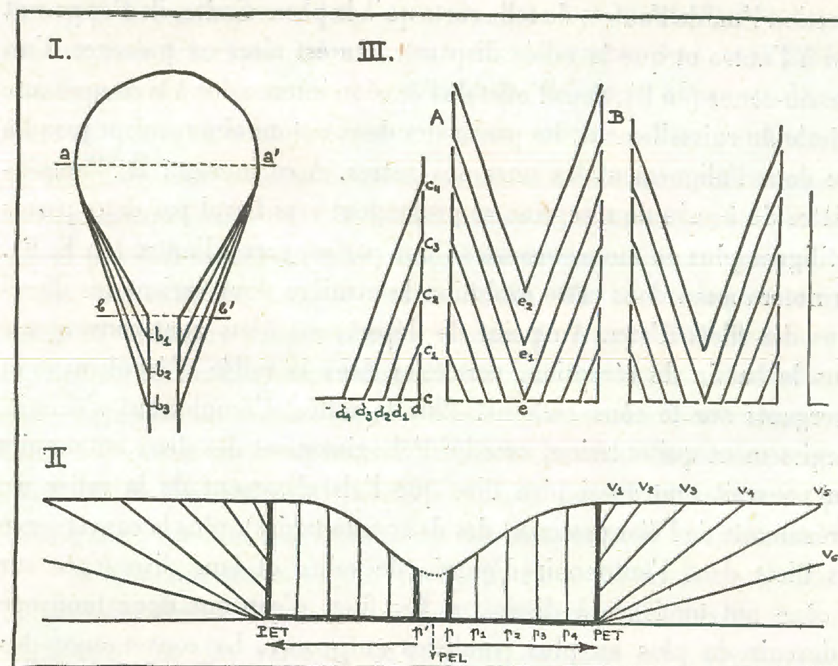


Fig. 5. Stades successifs de l'évolution de l'entonnoir d'entrée de vallée (I), — de la vallée d'écoulement (II). — et de l'entonnoir de débouché de vallée (III).

I. L'entonnoir d'entrée de vallée est situé dans le bassin de réception entre l'amphithéâtre (aa') et la vallée d'écoulement (bb'). Il a une forme allongée vers l'aval. Cet allongement augmente aux dépens de la vallée, l'extrêmité de l'entonnoir progressant de b en b 1, b 2, b 3.

II. La vallée d'écoulement commence par une gorge (pp'), entaillée par la composante verticale ou de creusement qui atteint assez vite le profil d'équilibre longitudinal (PEL). Quant à la composante latérale ou de planation, elle fait reculer les parois de la vallée de p en p 1, p 2, p 3 et p 4 jusqu'à ce que soit atteint le profil d'équilibre transversal (PET).

III. L'entonnoir de débouché de vallée. Lorsqu'une rivière (A, B) sort de la montagne, à l'heure actuelle, les angles formés par les parois de la vallée et la bordure montagneuse sont bien conservés (dc correspondant au point d de la figure 2). Lorsque les débits étaient beaucoup plus forts, ces angles sautaient sous l'effet de l'érosion et une paroi c 1-d 1, oblique par rapport aux anciens tracés c-c 1 et d-d 1, se forme de chaque côté de la vallée. Ainsi naît l'entonnoir de débouché qui ne cesse de s'élargir à sa base et de remonter vers l'amont par sa pointe (c 1-d 1, c 2-d 2, c 3-d 3, c 4-d 4). Lorsque deux vallées sont proches l'une de l'autre (A et B), les entonnoirs de débouché arrivent à se recouper à un moment donné (au stade c 4-d 4 par exemple) ; l'ancienne bordure rectiligne de la montagne est remplacée alors par un éperon (e) qui recule lui-même (e 1, e 2) au fur et à mesure que les entonnoire de débouché de vallée se développent.

direction l'un de l'autre, de telle sorte qu'à la phase limite, ils s'opposent l'un à l'autre et que la vallée disparaît. On est alors en présence d'un «bassin-cône» (en D). Sous l'effet de l'érosion intense due à la composante latérale du ruissellement, les parois des deux entonnoirs reculent jusqu'à être dans l'alignement les unes des autres. A ce moment là, l'amphithéâtre du bassin de réception se prolongent vers l'aval par deux parois rectilignes plus ou moins ouvertes l'une par rapport à l'autre (en E, F). On notera aussi dans cette évolution la manière dont varient les directions des filets d'eau. Au point de départ, ces filets sont convergents dans le bassin de réception, parallèles dans la vallée d'écoulement et divergents sur le cône rocheux. Plus la vallée d'écoulement s'élargit, élargissement qui entraine, avec lui l'élargissement des deux entonnoirs (on pourrait tout aussi bien dire que l'élargissement de la vallée est la résultante de l'élargissement des deux entonnoirs), plus la convergence des filets dans l'entonnoir d'entrée de vallée et leur divergence sur le cône ont tendance à diminuer. Les filets d'eau ont donc tendance à devenir de plus en plus parallèles entre eux. La convergence des filets d'eau n'existe plus que dans l'amphithéâtre du bassin de réception.

Une unique paroi entoure donc le bassin-cône. Elle dessine un U renversé (fig. 8, I, D) et cet U peut avoir des largeurs variables comme le montre l'observation du terrain (fig. 4). Le bassin-cône continue donc à évoluer, même après que ses parois latérales aient été mises, chacune, dans le même alignement (fig. 8, I, A, B, C, D). Sous l'effet du sapement latéral, le U s'ouvre de plus en plus (fig. 8, I, D, E, F ; — 8, II, A à G) si bien que la largeur du bassin-cône devient plus grande que sa longueur (fig. 4 B).

On constate donc finalement que les filets d'eau qui ont créé ces formes ont eu des directions qui ont varié de la manière suivante. Dans un bassin-cône en U renversé, c'est-à-dire dans un bassin-cône dont les deux parois latérales sont parallèles, les filets d'eau sont convergents dans l'amphithéâtre du bassin de réception, puis parallèles dans le reste du bassin-cône. Plus le bassin-cône s'élargit par sa base, plus les filets deviennent divergents. Cet élargissement de la base entraine d'ailleurs un contour de l'amphithéâtre du bassin de réception dont

le rayon de courbure est de plus en plus grand et dont la flèche (distance par rapport à la ligne joignant les deux extrêmités de l'amphithéâtre) est de plus en plus petite ; le convergence des filets d'eau est donc de plus en plus faible et ces filets sont très proches d'être parallèles.

Ces dernières constatations ont une extrême importance pour la compréhension des formes anciennes de ruissellement. Plusieurs bassins-cônes peuvent exister en effet sur un même versant montagneux, c'est le cas, par exemple, pour le versant du Dj. Rharbi sur lequel on peut observer plusieurs bassins-cônes, — dont le bassin-cône de Lala (fig. 4, A) —, situés à quelque distance les uns des autres. Par suite, on peut concevoir un versant (fig. 8) limité à sa partie supérieure par une ligne XX′ et à sa partie inférieure YY′, où les bassins-cônes se multiplient par suite de l'intensité des précipitations, et du ruissellement. On peut distinguer plusieurs cas lorsque les bassins-cônes se multiplient.

— Les bassins-cônes (fig. 8, I, D, E, F, et II, A, B sont distants les uns des autres. Leurs sommets se trouvent au dessous de la limite supérieure XX′ du versant. Ce versant est, par conséquent, encore nettement reconnaissable au dessus des bassins-cônes et entre les bassins-cônes. Les parties du versant, situées entre les bassins-cônes peuvent être appelées *«surface résiduelles du versant inter-bassins-cônes»* ou *«surfaces intercônes»* (fig. 8, I, DE, EF, et II, AB).

— Les bassins-cônes (fig. 8, II, B, C) sont jointifs par la base. Leur sommet se trouve toujours au dessous de la limite supérieure du versant mais il est vraisemblable qu'elle en est plus rapprochée ; autrement dit, la multiplication des bassins-cônes sur le versant trahissant une augmentation du ruissellement et des précipitations, il est très vraisemblable que cette intensité accrue du ruissellement accroît aussi les dimensions du bassin-cône en largeur comme en hauteur. Les bassins-cônes étant jointifs par la base et le point de jonction se trouvant encore sur la ligne de bas versant YY′, la surface inter-bassins-cônes devient un *«éperon inter-bassins-cônes»* (fig. 8, II, BC).

— Les bassins-cônes (fig. 8, II, C, D, E, F, G) ne sont plus seulement jointifs mais ils se recoupent les uns les autres et les plus grands d'entre eux atteignent le sommet du versant. Leur dimension étant de plus en plus grandes, les sommets se rapprochent de plus en plus de la limite

supérieure XX′ du versant et il en est de même des points de recoupement des bassins-cônes les uns par les autres. Par suite, les surfaces des éperons inter-bassins-cônes CD, EF, FG, ne cessent de diminuer et les pointes des éperons sont situées de plus en plus haut sur le versant. Cette évolution se poursuit jusqu'au moment où le sommet d'un bassin-cône devient tangent à la limite supérieure du versant XX', A ce moment là, les éperons inter-bassins-cônes (EF, FG) cessent d'être jointifs. En même temps, l'amphithéâtre du bassin-cône disparait progressivement et la limite supérieure XX′ commence à s'abaisser par suite de l'abaissement du profil d'équilibre longitudinal (fig. 8, II, F, G).

Cette évolution est en partie reconstituée parce qu'on n'a pas cartographié encore suffisamment de bassins-cônes observables dans la nature pour illustrer chacun des stades qui viennent d'être décrits. Le nombre d'observations déjà acquises permettent cependant de présenter cette évolution comme exacte dans ses grandes lignes. On verra par la suite que cette évolution morphologique est la seule qui puisse expliquer le stade-limite, constitué par les grands versants concaves dont il sera question dans le dernier paragraphe.

2e cas : L'ensemble des formes occupe une grande superficie.

La morphogenèse qui vient d'être décrite pour les formes dont l'ensemble aboutit à la formation d'un bassin-cône est très précieuse parce qu'elle permet de préciser, grâce à des formes à la superficie réduite, les processus de l'érosion. Elle permet aussi de constater qu'il a existé dans le passé des ruissellements, — et par conséquent des précipitations, — si forts que la composante latérale l'emportait énormément sur la composante verticale. C'est là aussi une précieuse confirmation des conclusions de géomorphologie générale auxquelles on était parvenu dans des travaux antérieurs, conclusions qui ont été résumées dans le premier paragraphe et auxquelles on était arrivé en fonction d'autres points de départ.

Un massif montagneux qui comporte toujours des accidents structuraux plus ou moins nombreux (anticlinaux et synclinaux, culminations et ensellements d'axes longitudinaux, flexures, failles, ombilics de subsidence, etc...) ne peut évoluer tout entier à la manière des bassins-cônes, même dans l'hypothèse où ces formes arriveraient à se recouper les unes les autres et à se fusionner. L'observation du paysage montre que les formes habituelles (bassins de réception, vallée, cônes rocheux, vallées affluentes suspendues,...) demeurent. Ces formes sont accompagnées toutefois par d'autres formes moins habituelles : reliefs résiduels (inselberge), cônes anastomosés, pédiments, ... La planation générale du relief ne s'opère donc pas selon les différents stades évolutifs des bassins-cônes mais selon des processus qui manifestent, par rapport à ces derniers, certaines différences. A ces processus, liés au ruissellement, il ne faut pas oublier d'ajouter par ailleurs les autres processus géomorphogénétiques qui accompagnent ou relayent le ruissellement quand celui-ci disparait en période froide ou bien, en pays aride ou subaride, au cœur de la période chaude, processus qui compliquent souvent la solution du problème.

— De même que dans les bassins-cônes, les bassins de réception modelés autrefois ne diffèrent pas des bassins de réception actuellement fonctionnels. Cette similitude a amené beaucoup de géomorphologues à ne pas prendre suffisamment conscience que les bassins de réception tels qu'on les décrit le plus souvent ne sont pas des bassins fonctionnels mais des bassins anciennement modelés. Les bassins, fonctionnels à l'heure présente, observables par exemple dans les régions très ravinées ou dans les bad-lands, sont infiniment plus rares que les bassins de réception non fonctionnels où l'érosion ne se manifeste plus que par quelques petites gorges et par quelques griffures.

— Les vallées d'écoulement anciennes sont également beaucoup plus larges que les vallées creusées de nos jours par l'écoulement. Aux très larges vallées de l'Anti-Liban ont succédé des gorges très étroites, à moins que le ruissellement récent et actuel soit si faible qu'il n'ait même pas été capable de creuser ces gorges. Cette constatation peut se faire très communément dans les pays méditerranéens ou dans les régions plus arides encore ; elle peut se faire de la même manière dans les régions tempérées où la disproportion entre le profil transversal de la vallée et l'importance de l'écoulement est un fait patent. Dans les régions de la zone tempérée, A. Cailleux a montré que, dans les vallées secondaires, le ruissellement était pratiquement nul et que la faible quantité d'eau

précipitée au sol était évacuée par sous-écoulement. Ces vallées secondaires demeurent également fortement remblayées, dans de nombreux cas, par les matériaux que la cryogenèse (solifluction ou éboulisation) y a apporté en période froide. Cet engorgement des vallées secondaires par des matériaux détritiques se constate aussi bien dans les pays méditerranéens (*19, 20, 23, 24*) que dans les pays de la zone tempérée (J. Tricart, Thèse). Il prouve, lui aussi, que le ruissellement n'a plus qu'une puissance érosive minime et, par conséquent, très faible. Dans les vallées principales enfin, les emboîtements successifs montrent, comme on l'a déjà signalé, que le ruissellement n'a cessé de diminuer durant le cycle actuel. Même, présentement, le décollement des artères d'écoulement par rapport aux parois qu'elles ont façonnées et la faiblesse de la charge de ces artères par rapport à la charge dont témoignent les terrasses alluviales montrent également que le ruissellement a faibli par rapport au ruissellement de l'anaglaciaire et du cataglaciaire de la dernière période.

— Les cônes rocheux sont les formes les plus caractéristiques de l'ancienne morphologie. Ils ne sont pas d'une nature différente de ceux qui existent dans les bassins-cônes mais ils atteignent des dimensions auxquelles ces derniers ne parviennent jamais. Ainsi, dans le cas du cône de l'Ouadi Serkhane, (fig. 3) situé au pied du Liban dans la Bekaa septentrionale, le cône rocheux à 18 km. de longueur dont 6 km. pour son entonnoir de débouché et 12 km. pour sa partie extérieure à la montagne, tandis que la vallée située à l'amont ne mesure que 12 km. de longueur; son dénivelé total est de 350 m. dont 250 m. pour son entonnoir de débouché et 100 m. pour la partie extérieure à la montagne qui s'étend jusqu'au lac de Homs. Les cônes de 300 à 400 m. de dénivelé et d'une superficie semblable sont courants dans la Bekaa. On a déjà signalé que le plus grand cône rocheux rencontré jusqu'ici était celui de Qalaat Jendal qui se trouve au SE de l'Hermon, il a un rayon de 20 km. et un dénivelé de 600 m. Des cônes très étendus peuvent donc avoir été modelés à l'aval d'artères d'écoulement relativement courtes. Toutefois le lever cartographique des cônes de la Bekaa, de la Qadisha et de la bordure galiléenne (plaine d'Esdrelon et dépression du Houlé) comme le dépouillement systématique des

cartes au 1/50.000° et au 1/200.000° du Liban, de la Syrie et de la Palestine, montrent que les cônes sont d'autant plus grands que l'impluvium est plus étendu et que la concentration des eaux dans la vallée d'écoulement est plus forte. Ainsi, l'Anti-Liban a des cônes très importants du côté de la Bekaa parce que les bassins de réception sont très vastes alors que les cônes sont petits du côté du désert actuel où l'Anti-Liban ne présente qu'une simple façade. Si le cône de Qalaat Jendal a une taille aussi monstrueuse, la responsabilité en revient à la combe d'Arné qui regroupe presque toutes les eaux ruisselant sur le côté SE de l'Hermon. Cette relation entre l'étendue de l'impluvium et l'importance du cône rocheux se retrouve dans les pays méditerranéens qu'il a été possible de visiter. Le lever cartographique d'une partie de la façade orientale des Vosges montrent que la même relation est valable dans la zone tempérée.

Les bassins de réception et les vallées d'écoulement, comme les bassins-cônes ont déjà montré qu'ils n'ont pu être fonctionnels et être façonnés que dans la mesure où le ruissellement mettait en mouvement des masses d'eau considérables. Dans cette perspective, la composante verticale creusait jusqu'au profil d'équilibre longitudinal qu'elle devait atteindre facilement comme c'est toujours le cas aujourd'hui. A la différence toutefois de ce qui se passe à l'heure actuelle, l'énergie requise par le creusement ne représentait qu'une faible part de l'énergie mise en œuvre par le ruissellement, une grande partie de cette énergie, — la plus grande partie, — demeurant disponible dans la composante latérale ou de planation. L'eau qui se concentre pour creuser une gorge, diminue de largeur et voit ainsi grandir sa composante de creusement; la rapidité du creusement de la vallée d'écoulement est nécessaire pour assurer l'évacuation des eaux du bassin de réception. A l'heure actuelle, il se trouve que le profil d'équilibre transversal, correspond presque tout de suite à la gorge creusée par l'artère d'écoulement; autrefois le creusement de la gorge n'était que le point de départ pour une planation latérale très active.

Par conséquent, tous les points faibles dans les versants ou les parois qui entouraient le bassin hydrographique, étaient attaqués d'une manière particulière. Ces points faibles sont principalement au nombre

de deux. Ce sont : à l'amont, le retrécissement du profil transversal qui s'opère entre le bassin de réception et la vallée d'écoulement (point b sur les figures 5 et 8) ; — à l'aval, les deux angles que dessinent les parois de la vallée avec la bordure de la montagne (points d sur les mêmes figures).

Dans le premier cas (fig. 5, I), la composante de planation exerçait, autrefois comme aujourd'hui, une usure considérable le long de l'entonnoir d'entrée de vallée, mais comme cette composante avait une énergie beaucoup plus grande, l'entonnoir s'élargissait et s'allongeait plus vite que maintenant ; le dénivelé des parois latérales de l'entonnoir grandissait aussi constamment car le sapement était sans cesse actif ; de même les angles basals attaqués de façon continue demeuraient très nets. Cette évolution se poursuivait jusqu'au moment où le profil d'équilibre transversal était atteint. A ce moment, le calibre et la longueur de l'entonnoir ne variaient plus et il en était de même de la hauteur des parois verticales.

Dans le second cas (fig. 5, III), la composante latérale du ruissellement, — comme on l'a déjà signalé plus haut à propos des bassins-cônes, — faisait sauter les angles formés (d) par les parois de la vallée et la bordure de la montagne. Cet angle en effet ne pouvait résister à l'énorme pression du débit-charge de la rivière quand celle-ci s'étalait tout d'un coup au sortir de la vallée ; ce phénomène est contrôlable à l'heure actuelle par l'observation des bad-lands ou des régions très ravinées. Ainsi se crée l'entonnoir de débouché de vallée. Il est actuellement très petit dans les rares cas où il est observable sur des superficies restreintes, le ruissellement ne dispose en effet que d'une énergie latérale très réduite. Il n'en allait pas de même autrefois où l'angle une fois détruit, la nouvelle paroi oblique qui le remplaçait était soumise à une usure constante ; l'entonnoir de débouché de vallée s'élargissait ainsi constamment et reculait de plus en plus vers l'amont. C'est ainsi qu'une rivière comme l'ouadi Serkhane dont le cours a seulement 18 km. dans la montagne, pouvait donner naissance à un entonnoir de 6 km. de long, soit le tiers de sa longueur.

Le façonnement de l'entonnoir de débouché de vallée qui constitue la partie intra-montagneuse du cône rocheux est donc facile à interpréter (fig. 6). La partie extra-montagneuse du cône peut s'expliquer

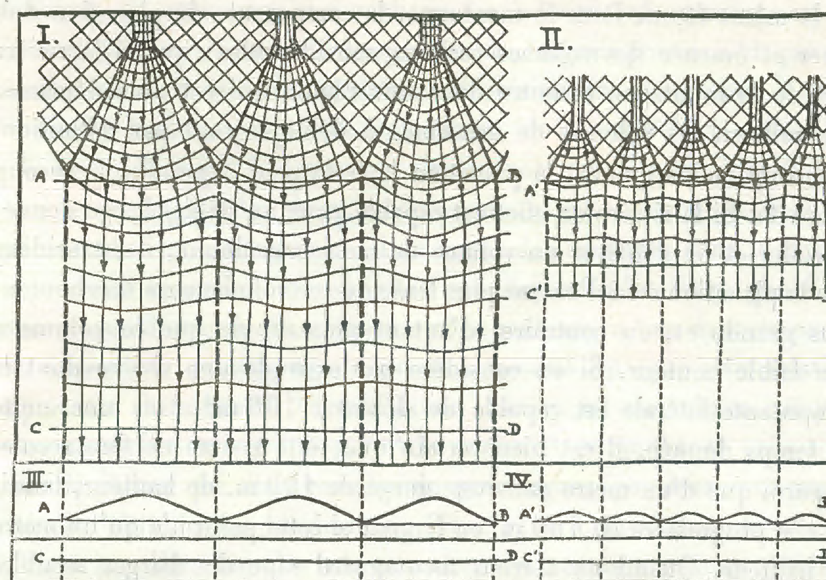


FIG. 6. FORMATION DU PÉDIMENT.

L'écoulement qui s'opère par les vallées (I, II) s'étale sur les cônes rocheux dans les entonnoirs de débouché pour donner des nappes à filets divergents. A la limite des entonnoirs, c'est-à-dire à l'extrémité des éperons inter-cônes, ces nappes fusionnent les unes avec les autres pour donner une nappe unique à filets d'écoulement parallèles. Les cônes rocheux ont alors une convexité de moins en moins marquée et passent progressivement à un grand plan aux courbes de niveau parallèles : le pédiment. Le profil de la zone des cônes (AB et A'B') est constitué par des bosses successives ; le profil du pédiment (CD et C'D') au contraire ne montre pas de variations d'altitude.

Deux cas sont à distinguer selon que les vallées sont plus ou moins distantes les unes des autres.

Si les vallées sont assez distantes les unes des autres (comme c'est le cas pour la bordure septentrionale de l'Anti-Liban du côté de la Bekaa) (I), le ruissellement est très concentré, les débits-charges sont très élevés ; par suite, les entonnoirs de débouché sont très grands et les cônes se prolongent assez loin au délà de la bordure de la montagne.

Si les vallées au contraire sont rapprochées entre elles (comme c'est le cas pour la bordure septentrionale de l'Anti-Liban du côté du désert) (II), les débits-charges et leur puissance érosive sont faibles, les entonnoirs de débouché sont petits, les cônes sont peu développés et le pédiment commence à peu de distance de la montagne.

de la même façon. Dans la montagne, la composante de planation doit saper et évacuer des volumes rocheux considérables; quand la rivière sort de la montagne et entre dans une région qui est plus déprimée que celle-ci, les volumes de matériaux à déblayer sont par définition, beaucoup moins grands, la planation latérale peut donc aller beaucoup plus vite. Si la rivière en effet est capable pour un débit/charge donné, d'éroder et de déblayer un volume de matériaux donné, il est évident que la planation sera d'autant plus lente que ce volume aura une hauteur plus grande et, au contraire, d'autant plus rapide que ce volume a une faible hauteur. Si on considère par exemple une rivière dont la composante latérale est capable de déblayer 100 m^3 dans une unité de temps donnée, il est bien certain que cette rivière ne fera reculer sa paroi que d'un mètre dans une gorge de 100 m. de hauteur, tandis qu'elle progressera de 100 m. en largeur si cette paroi n'a qu'un mètre de hauteur. Quand un torrent montagnard sape des berges meubles ou d'anciennes terrasses alluviales. il est très facile de vérifier que le sapement et le déblaiement des berges est bien effectivement en proportion inverse de la hauteur de ces berges. Par conséquent le cône rocheux n'est rien d'autre qu'une vallée élargie. Le fait est évident dans l'entonnoir de débouché qui est encore intra-montagneux; le relief décroissant d'altitude, de même que la fragilité des angles entre la vallée et la bordure de la montagne donnent naissance à cet entonnoir. La solution est la même pour la partie extra-montagneuse du cône. Cette partie du cône correspond à la largeur correspondant au profil d'équilibre transversal que la vallée est susceptible d'atteindre dans un relief beaucoup plus déprimé que celui de la montagne.

Ce phénomène est très visible dans la Bekaa où des reliefs résiduels (dus principalement aux calcaires nummulitiques très résistants) demeurent entre les cônes rocheux. La largeur transversale d'un cône mesure donc l'énergie de sa composante transversale. Ainsi l'Ouadi Serkhane a une vallée d'écoulement de 1 km. de large, cette largeur passe dans l'entonnoir de débouché de vallée à 5 km., puis à 15 km. dans le cône rocheux. La diminution du relief facilite donc le travail de l'érosion latérale et le façonnement du cône. Cette érosion latérale a été, dans le cas de l'ouadi Serkhane, facilitée en outre par les degrés

différents de résistance des roches : les calcaires cénomaniens de la montagne étant plus résistants que les poudingues pontiens et que les basaltes de la Bekaa. Les variations de résistance des roches le long du bassin hydrographique et notamment au passage de la montagne à la dépression qui la borde est évidemment un facteur dont il faut aussi tenir compte. Des cônes, modelés dans la même roche que la roche qui constitue la montagne, — il en existe des exemples dans la Bekaa, — prouvent cependant que le cône est toujours plus large que l'entonnoir de débouché. Néanmoins le cône rocheux, même dans sa partie extérieure à la montagne, n'a pu être façonné que par une ablation importante de matériel. Cette ablation correspond au volume compris entre sa surface topographique et la surface topographique primitive. Dans la Bekaa qui était remplie de poudingues pontiens, au moins jusqu'à l'altitude des bordures du Liban et de l'Anti-Liban, le volume déblayé par l'érosion des cônes rocheux mesurait plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Ce point ne peut être signalé ici que rapidement, il fera l'objet d'un autre article car il permet de parvenir à des conclusions importantes.

III. LES FORMES D'ÉROSION — LES FORMES COMPLEXES.

Les cônes rocheux ne sont pas isolés. Ils se succèdent ordinairement les uns aux autres sur la lisière des montagnes. C'est le cas dans la Bekaa tant au pied du Liban que de l'Anti-Liban, le long de la bordure orientale de ce dernier massif qui fait face au désert, sur le littoral de l'Amanus, du Liban et de la Galilée bien que dans ce dernier cas, beaucoup de cônes aient disparu sous la mer par flexuration. Les flexures, — ou les failles, — font en effet sentir leur action très souvent sur les cônes rocheux : tous les cônes de la Bekaa méridionale ont été engloutis dans l'ombilic de subsidence qui s'y est formé par la suite; il en est de même dans la dépression du Houlé où un cône rocheux a vu sa partie aval faillée disparaître à plusieurs centaines de mètres au dessous de lui; la plaine d'Esdrelon montre des phénomènes similaires (fig. 4, C). Les flexures ou les failles ont cisaillé les cônes également autour du

Parnasse (Grèce), dans la dépression de Spolète (Ombrie), de même que sur le versant alsacien des Vosges.

Le groupement des cônes donne naissance à de nouvelles variétés de formes de relief qui posent des problèmes de morphogenèse. On ne retiendra pour l'instant que quelques-unes de ces formes.

— *Les éperons inter-cônes* (fig. 5, III). Lorsque deux entonnoirs de débouché de vallée A et B sur la figure reculent vers l'amont, les rentrants s'enfoncent de c en c1, c2, c3, c4 et le bord de la montagne est interrompu sur une largeur sans cesse croissante (d1, d2, d3, d4). Un moment vient où les deux entonnoirs se recoupent (d4) et où la bordure montagneuse disparaît. On assiste là à la naissance d'un «éperon inter-cônes» qui recule lui-même au fur et à mesure que les entonnoirs de débouché s'enfoncent plus avant vers l'amont (e, e1, e2). A l'ancienne bordure continue de la montagne succèdent un tracé zigzaguant constitué par les rentrants et les éperons. Sur le bord oriental de la Bekaa le phénomène s'observe mal parce que l'Anti-Liban est bordé par de la craie sénonienne qui a été facilement déblayée par la suite. La montagne a conservé ainsi une bordure assez rectiligne parce que les éperons ont été arasés; des reliefs résiduels, constitués de calcaires nummulitiques témoignent cependant de l'existence passée de ces éperons.

— *L'espacement des cônes* (fig. 6). Les cônes varient de taille avec l'étendue du bassin de réception du réseau hydrographique dont ils font partie. Plus l'impluvium est grand, plus le ruissellement est abondant, et plus le cône a des chances d'être important. Un autre facteur peut interférer et occasionner des variations dans l'étendue des cônes, à savoir : la distance qui sépare les vallées les unes des autres.

Si les vallées sont distantes les unes des autres (fig. 6, I) comme c'est le cas à l'Ouest de l'Anti-Liban, dans la Bekaa, les cônes ont la possibilité de s'épanouir assez loin vers l'aval. La convexité de leurs courbes de niveau est perceptible à plusieurs kilomètres — à 20 km. dans certains cas! — de la montagne. L'anastomosation des cônes entre eux ne s'opère que lentement et elle n'est réalisée que loin de la montagne. A ce moment là, les courbes de niveau ne manifestent plus, dans leur tracé, de variations qui soient en correspondance avec

les cônes. La «zone des cônes» s'achève et «le pédiment» commence. Dans le pédiment, les courbes de niveau sont rectilignes et ne montrent plus de convexités dues aux cônes. Les profils longitudinaux de la zone des cônes et du pédiment sont complètement différents. Aux abords de la montagne, la zone des cônes a un profil où chaque cône s'inscrit

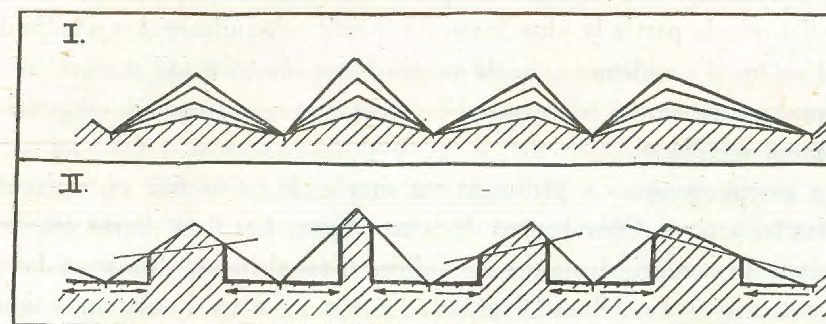


Fig. 7. Evolution de la pénéplanation du relief.

I. Selon W.M. Davis, Emm. de Martonne et H. Baulig. Les versants des vallées dessinent des V qui s'ouvrent de plus en plus largement.

II. La composante de planation élargit les vallées jusqu'au moment où ces vallées atteignent leur profil d'équilibre transversal. Les reliefs qui demeurent entre les vallées constituent des reliefs résiduels (inselberge qui évoluent sous l'action des autres processus morphogénétiques.

comme un très fort dos d'âne; les routes qui suivent le tracé d'un tel profil (c'est le cas dans la dépression de Spolète ou à l'Est de la Bekaa), font penser à des montagnes russes. Le profil longitudinal du pédiment est au contraire rectiligne et ne dénote qu'une inclinaison générale vers le niveau de base principal (le bassin de Homs pour la Bekaa, le niveau de base secondaire étant l'Oronte qui coule dans l'axe de la dépression).

Si les vallées sont rapprochées les unes des autres (fig. 6, II) comme c'est le cas à l'est de l'Anti-Liban, l'anastomosation des cônes s'opère très vite et le pédiment commence pratiquement à l'aval de l'entonnoir de débouché de vallée. Ce phénomène est réalisé d'autant plus nettement lorsque la roche de la dépression extra-montagneuse est moins résistante que la roche qui constitue la montagne, ce qui est précisément le cas à l'Est de l'Anti-Liban.

— *Le pédiment* (fig. 6). Le pédiment est donc la grande surface inclinée qui succède à la zone des cônes rocheux vers l'aval. Les courbes de niveau y sont rectilignes et parallèles ; la distance entre les courbes est pratiquement la même, de telle sorte que les courbes de niveau n'indiquent pas seulement une équidistance en hauteur mais aussi une équidistance en surface. Le profil transversal du pédiment n'est en effet que la partie la plus basse du profil d'équilibre longitudinal de l'artère d'écoulement, or la partie basse de ce profil dessine une incurvation tellement faible que l'on peut dire que ce profil est pratiquement rectiligne.

La morphogenèse du pédiment est simple. Il est le lieu où arrivent toutes les artères d'écoulement de la montagne. Les flots de ces artères étroitement comprimées dans les vallées d'écoulement, divergent dans les entonnoirs de débouché et sur les cônes ; mais l'anastomosation des cônes entre eux indique que les nappes de ruissellement qui ont érodé ces cônes, se rencontraient les unes les autres à l'extrémité des éperons inter-cônes. A ce moment là, il n'y avait plus qu'une seule nappe ruisselante à filets d'eau parallèles, nappe qui a nivelé le pédiment. Le pédiment montre l'exemple d'un relief façonné par une nappe continue à filets parallèles où la composante latérale ne connaît plus de limite alors qu'elle en avait encore une dans les cônes rocheux, si grands soient-ils. La surface topographique est totalement recouverte par le ruissellement. Dans une telle nappe ruisselante, l'érosion, — à part les reliefs résiduels (inselberge) qui peuvent encore demeurer (il y en a des exemples dans la Bekaa près de Baalbeck, — se fait à l'intérieur même de la nappe.

Tels sont les faits et les explications essentiels à signaler lorsqu'on étudie les formes de relief, principalement du point de vue des grandes caractéristiques du ruissellement, c'est-à-dire du point de vue de ses composantes verticale et latérale. Bien d'autres faits seraient encore à noter.

— L'Anti-Liban à son extrémité septentrionale fournit un bon exemple de la manière dont une montagne peut être tronçonnée par le ruissellement pour donner un nouveau massif, séparé du massif d'ensemble (futur relief résiduel dans l'évolution morphologique) : en cet

endroit, une grande dépression transversale, ne présentant plus qu'un seuil très bas, a isolé le Dj. Hassié du reste de l'Anti-Liban. Cette dépression a été façonnée par deux rivières qui coulaient l'une vers l'Ouest et l'autre vers l'Est ; l'évolution a été telle que ce ne sont plus maintenant deux vallées qui prolongent l'une l'autre, mais deux cônes rocheux qui se soudent entre eux par leur partie amont (*18*, fig. 7).

— La nature des roches provoque aussi des variations dans la morphologie qui vient d'être décrite. Beaucoup de roches ne conservent pas les formes de relief sculptées par le ruissellement ancien. Le cône rocheux de l'Ouadi Serkhane montre que, dans la partie de ce cône nivelée dans les basaltes, la surface topographique est actuellement plus basse que dans la partie du cône aplanie dans les calcaires (fig. 3). Les deux parties sont pourtant contemporaines, mais depuis qu'il a cessé d'être fonctionnel et qu'une gorge l'a entaillé, le cône a vu les basaltes ne désagréger et se raviner beaucoup plus vite que les calcaires. Cet exemple souligne la prudence qu'il faut apporter dans l'étude des formes anciennes qui ont pu être remaniées dans la suite par d'autres processus morphogénétiques. Le cas est très net pour les basaltes en climat méditerranéen comme le confirment les anciens piedmonts du Dj. Helou (Syrie) et du Troodos (Chypre) ; dans ces deux cas, les anciens pédiments ont été presque complètement détruits par le ravinement ; ils ne se reconnaissent plus que dans des lanières interfluves qui, au moins à Chypre, sont recouvertes des fragments d'une ancienne nappe alluviale. En sens opposé, le piedmont de la Arava, situé au Sud de la Mer Morte, au dessous de la muraille transjordanienne, montre de nombreux reliefs résiduels qui sont en rapport direct avec des roches plus résistantes que l'érosion latérale n'a pas été capable d'aplanir (Voir *18*, p. 170 et 177 et les deux cartes, — fig. 8 et 9, — en dépliant).

L'érosion, due au ruissellement ancien, a laissé encore de très nombreuses formes de relief. Dans toutes les régions où ces formes n'ont pas donné prise par la suite aux processus morphogénétiques les plus actifs (cryogenèse, désagrégation chimique), ces formes constituent même souvent presque tout le paysage. Il n'en est pas du tout de même pour les formes d'accumulation.

IV. LES FORMES D'ACCUMULATION.

Les formes d'accumulation sont donc beaucoup plus rares que les formes d'érosion qui en sont contemporaines. On les rencontre par exemple à la périphérie des Alpes où se sont entassées les alluvions depuis le début du Villafranchien. Ces alluvions anciennes avaient frappé les esprits depuis longtemps et on leur avait donné le nom de «Diluvium» ou «Diluvial» opposé à l'«Alluvium» ou «Alluvial» actuel. Il reste à trouver cependant une région où l'on puisse observer sans risque d'erreur le passage latéral du pédiment érodé à la zone de remblaiement qui lui fait suite vers l'aval. A-t-on déjà décrit une région semblable? Ce n'est pas sûr. En toute hypothèse, même dans ce cas, l'observation est difficile du fait que les dépôts s'accumulent de bas en haut du plus ancien au plus récent alors que les formes d'érosion se présentent d'une manière inverse puisque l'érosion descend du haut vers le bas.

D'une manière générale, le paysage observable ne montre pas de reliefs d'accumulation dont les volumes correspondent, même grosso modo, aux volumes, arrachés par l'érosion, dont on a vu qu'ils se chiffraient, sur des superficies très étendues, par dizaines de mètres et même par centaines de mètres. Cette disproportion entre les volumes de matériaux érodés et les volumes de matériaux accumulés ne doit pas étonner. La faiblesse de l'érosion actuelle a habitué le géomorphologue à rencontrer de multiples dépôts d'accumulation partout où il y a une rupture de pente dans le profil d'équilibre longitudinal (cônes de déjection, terrasses alluviales, remblaiements de dépression devenues endoréïques) ou bien dans les zones où le profil d'équilibre transversal a provoqué lui aussi un remblaiement. Quand le ruissellement était réellement puissant, l'érosion verticale et latérale était partout active; les charges alluviales étaient entrainées jusqu'au niveau de base, c'est-à-dire jusqu'à la mer au dessous de laquelle se trouve actuellement la plus grande masse des matériaux arrachés par l'érosion aux reliefs primitifs. Les seules exceptions ont été, comme on l'a signalé, les dépressions semblables au plateau subalpin qui, par suite, de leur importance constituaient ce qu'on a appelé parfois des «trappes à sédiments».

Ces remarques montrent par conséquent avec quelle prudence, il faut interpréter les dépôts qui se trouvent sur les cônes rocheux et sur les pédiments. Ces dépôts sont toujours, dans l'ensemble, postérieurs au façonnement des cônes rocheux et des pédiments. Ce ne sont que, très rarement et dans une très faible mesure, des dépôts corrélatifs. Le lever morphologique du massif galiléen tout entier montre que les quelques restes alluviaux qui se rapportent probablement aux reliefs épicycliques les plus anciens ne représentent qu'un volume infinitésimal à côté des volumes enlevés par l'érosion à la montagne; ces alluvions sont assez caractéristiques, elles sont constituées en effet non pas de cailloux roulés bien arrondis mais de cailloux polyédriques aux angles émoussés dont le diamètre varie ordinairement de 20 à 40 cm. A la suite des géologues de Chypre, on a proposé de les appeler *fanglomérats* pour les distinguer des alluvions actuelles. Sur le piedmont du Troodos partout où il existe encore, ces fanglomérats forment une mince nappe alluviale qui représente l'ultime reliquat de la charge du ruissellement quand le ruissellement à la fin du Quaternaire 2 (Mindel-Riss) a commencé à s'éteindre pour reprendre d'une manière beaucoup plus réduite au Quaternaire 3 (Riss-Würm) où son niveau de base était plus bas. Cet exemple aide à prendre conscience que les dépôts corrélatifs des pédiments qui sont un lieu de transit et non pas un lieu de dépôt du matériel, ne sont que les ultimes alluvions d'un ruissellement qui s'éteint; par conséquent, les alluvions encore observables sur le pédiment ne représentent qu'une fraction minuscule des alluvions qui ont transité sur ce pédiment pendant tout le temps où le ruissellement a été actif. Les levers faits dans les Vosges ont permis de découvrir de très rares fanglomérats; ces fanglomérats qui ne doivent pas être confondus avec les boules granitiques dues à la désagrégation granulaire, n'existent précisément que dans les roches qui résistent pendant une très longue durée à la désagrégation granulaire. Ils indiquent ainsi indirectement que tous les autres fanglomérats qui ont pu être laissés sur les formes anciennes du relief ont été désagrégées depuis

leur dépôt; cette observation souligne les chances très réduites qu'on a de retrouver des sédiments corrélatifs.

Les sédiments qui se trouvent sur les pédiments et sur les cônes rocheux ne sont donc des dépôts corrélatifs que dans une proportion extrêmement faible. Dans l'immense majorité des cas, ces dépôts ne sont pas contemporains mais postérieurs à la formation du pédiment. Ils peuvent être d'autant plus épars que la topographie primitive des cônes rocheux et des pédiments a été très souvent complètement transformée par la tectonique : la grande flexure qui longe le littoral syro-libano-palestinien a fait descendre sous la mer pédiments et cônes rocheux, il ne reste quelques traces de ceux-ci que dans les endroits en retrait de la grande flexure littorale : cônes de l'Amanus sur le bord du golfe d'Alexandrette, cônes du Nahr el Barid et de la Qadisha en arrière de la baie d'Akkar, etc... les ombilics de subsidence ont provoqué des phénomènes semblables. L'ombilic de la Bekaa méridionale a vu s'engouffrer les anciens cônes rocheux à de très grandes profondeurs (la Bekaa méridionale dont l'altitude est de 800 à 900 m. est comblée sur cette hauteur par des alluvions récentes mises en place postérieurement au nivellement et même à la disparition des cônes en profondeur). Un ombilic de subsidence semblable existe au Nord de la dépression du Houlé (Altitude : 100 m.), ombilic dont le plancher, formé par des cônes rocheux et des pédiments encore visibles dans l'angle SW de la dépression, est surmonté par 600 à 700 m. de dépôts récents (L. Picard, 1963). Ces trappes à sédiments ont été comblées par des matériaux de toutes sortes : nappes de solifluction, matériaux d'éboulisation, glissements, sédiments lacustres, tourbes, grèzes cryogéniques, alluvions fluviales récentes... Dans la mesure où ils peuvent être connu par sondages, ils fournissent toute l'histoire postérieure au nivellement et à la subsidence des cônes rocheux; à ce titre, ils sont extrêmement précieux mais malheuresement souvent encore bien peu étudiés.

La topographie des cônes rocheux et des pédiments se trouve donc profondément modifiée dans certains cas par la tectonique et notamment par les remblaiements qui ont eu lieu dans les ombilics de subsidence. Ces ombilics ne sont pas la seule cause du remblaiement. L'accumulation

se fait aussi en fonction de l'aridité plus ou moins grande de la zone climatique où se trouvent cônes et pédiments; elle provoque ce qui a été qualifié parfois d'«ennoyage désertique». Les vallées qui débouchent de l'Anti-Liban dans la Bekaa septentrionale ne sont que très rarement parcourues par un écoulement de l'eau. Quand «le torrent coule», — ce qui correspond à une date mémorable pour les habitants des environs —, il ne s'avance plus sur le cône que de quelques kilomètres et s'y éteint rapidement en abandonnant sa charge. Dans la Bekaa centrale, l'écoulement est un peu moins irrégulier, la pluviosité étant plus grande; par suite les rivières ont pu creuser des gorges dans les cônes rocheux et amènent des alluvions relativement fines jusque dans le bassin de Baalbeck où les pédiments du Liban et de l'Anti-Liban se rejoignent dans la partie médiane de la dépression.

Bien d'autres exemples pourraient être donnés. Les exemples précédents suffisent à montrer que le relief dû au ruissellement ancien a une topographie, très modifiée le plus souvent par la tectonique et par les accumulations des dépôts postérieurs. Au point de vue méthodologique, il ressort de ces constatations qu'il faut distinguer soigneusement ces différents facteurs dans l'analyse du relief. Il est rare, — même dans le Proche-Orient, de rencontrer une région comme la Bekaa où tous ces facteurs prennent une ampleur telle que la distinction se fasse d'une manière certaine —, une région assez grande pour que toutes les formes soient bien représentées et qu'il existe même des variations climatiques importantes —, une région assez petite néanmoins pour que la comparaison de ces formes les unes avec les autres puisse se se faire aisément.

On notera également du point de vue méthodologique que l'étude de la morphologie et de la morphogenèse des pédiments a tout avantage à se faire à partir de massifs neufs comme ceux du Proche-Orient dont la structure d'ensemble est bien conservée, ce qui permet d'avoir une idée exacte du relief primitif, — et dont la dernière phase de surrection, bien datée, correspond en même temps au début du cycle d'érosion actuel. C'est dans de tels massifs que les interférences avec les aplanissements antérieurs au cycle actuel ont le plus de chance de ne pas se produire. Il semble qu'à l'encontre de cette manière de procéder, on

ait étudié, le plus souvent, les pédiments, non pas dans leur premier stade d'évolution où ils ne sont encore que des cônes rocheux qui viennent de s'anastomoser, mais dans des stades d'évolution extrêmement avancés comme c'est le cas dans les vieilles plates-formes. Celles-ci montrent des aplanissements, étendus sur des superficies immenses, et surplombés de loin en loin par des inselberge. Dans ce cas, il est pratiquement impossible de savoir de quel relief primitif dérivent ces aplanissements, ni même de connaître avec certitude s'ils ne sont pas dus au recoupement de plusieurs surfaces d'érosion d'époques géologiques très différentes ayant connu des climats également très divers et dont certains ne peuvent même pas être reconstitués. Ces vieilles plates-formes s'opposent brutalement aux inselberge sans qu'il soit possible de découvrir le lien génétique qui existe entre eux. En effet toutes les formes intermédiaires : bassins de réception avec leur amphithéâtre et leur entonnoir d'entrée de aallée, vallées d'écoulement, entonnoir de débouché de vallée, cônes rocheux, pédiments en limite de la zone des cônes, toutes ces formes ont disparu. Elles ont disparu dans l'aspect qu'elles ont au premier stade d'évolution mais aussi dans tous les aspects qu'elles revêtent sucessivement quand les entonnoirs d'entrée et de débouché de vallée s'élargissent et s'allongent, quand les vallées acquièrent des calibres de plus en plus larges, quand ces formes en creux commencent à découper dans les massifs montagneux les moins larges les premiers grands inselberge, — quand aussi d'autre part, les cônes rocheux dessinent des rentrants de plus en plus nombreux dans la bordure de la montagne, quand eux-mêmes s'abaissent longitudinalement et s'anastomosent transversalement pour ne plus donner qu'un grand plan faiblement incliné, — le pédiment, — qui est la surface d'aplanissement caractéristique de la morphogenèse due au ruissellement de l'eau. Etudier les pédiments, par conséquent, à partir des immenses aplanissements, parsemés de quelques inselberge, tels qu'ils existent sur les vieilles plates-formes, n'est pas une tentative différente, ni moins hasardeuse que celle qui consisterait à reconstituer toutes les formes de ruissellement à tous leurs stades d'évolution à partir des mêmes données, à savoir : une surface d'aplanissement et quelques inselberge. Qui ne voit que la tentative serait impossible !...

Dans les pages précédentes, on a signalé deux séries d'observation qui amènent à se demander si les formes déjà décrites représentent toutes les formes de ruissellement ou si certaines formes importantes peuvent être encore découvertes. On a dit à propos des bassins-cônes actuellement observables qu'il était possible de concevoir un stade d'évolution où plusieurs de ces bassins-cônes arriveraient à fusionner les uns avec les autres par érosion latérale. Des exemples de ce phénomène restent concrètement à trouver. On a mentionné aussi que le pédiment était un grand plan incliné à courbes de niveau rectilignes où les filets d'eau s'écoulaient parallèlement les uns aux autres et que sa section était concave, même si cette concavité n'était qu'extrêmement faible Des recherches dans le Péloponèse ont permis de découvrir effectivement une nouvelle forme de ruissellement particulièrement importante : *Le grand versant concave.* Sa très bonne conservation dans cette région de Grèce jette une vive lumière sur la morphogenèse de ruissellement en permettant d'en étudier le cas-limite. En même temps l'existence de cette nouvelle forme de relief permet de comprendre beaucoup d'autres formes qui en dérivent et dont jusqu'ici la géomorphologie ne s'est pratiquement pas occupé.

§ IV. — LES FORMES ANCIENNES DE RUISSELLEMENT — LES GRANDS VERSANTS CONCAVES.

Les formes anciennes de ruissellement qui ont fait l'objet du paragraphe précédent avaient déjà été plus ou moins signalées par différents auteurs, même si leur morphologie, leur évolution et leurs relations mutuelles, n'avaient guère été analysées jusqu'ici d'une façon précise. Le grand versant concave, au contraire ne paraît pas avoir jamais été reconnu comme une forme de relief originale, irréductible à toute autre forme, et aussi comme forme de relief dont l'agent morphogénétique est le ruissellement.

Notre attention a été attirée, pour la première fois, sur cette forme de relief par la façade occidentale du Dj. Zaouiyé (Syrie) (4, pl. III, IV; pl. phot. IV, 2) dont l'allure en plan incurvé s'avérait difficile à expliquer par les processus morphogénétiques connus. Cet exemple nous a amené par la suite à nous souvenir d'une forme de relief semblable qui raccorde, dans la Galilée libanaise, le haut pays et le bas pays, — il nous a rappelé aussi des fragments de banquette dont les formes similaires se trouvent sur la façade du Liban de part et d'autre de la vallée de la Qadisha (*12,* carte de la fig. 1).

C'est toutefois la façade occidentale de la péninsule du Cap Matapan (Pays du Magne dans le Péloponèse) qui nous a affronté directement au problème des grands versants concaves (fig. 9). Devant cette façade en effet, il n'était plus possible de douter qu'on se trouvait là en face d'une forme de relief originale, car dans cette péninsule, le grand versant concave est continu sur 50 km. de longueur et son dénivelé atteint plusieurs centaines de mètres.

L'existence de grands versants concaves bien établie, on a cherché à en trouver d'autres exemples, d'abord dans le Péloponèse où ces versants existent également, — quoique sur une longueur bien moindre que dans le cas signalé —, dans les deux péninsules qui aboutissent au Cap Malée et au Cap Akritas (fig. 9), — puis dans d'autres régions méditerranéennes qu'il a été possible de visiter sans avoir toujours un temps suffisant pour vérifier et étudier les faits autant qu'il aurait été désirable de le faire [1].

---

[1] Les grands versants concaves que nous avons reconnus ou cru reconnaître et qui mériteraient des recherches plus détaillées, se trouvent dans les lieux suivants : les montagnes au NW du golfe de Patras (deux versants emboîtés l'un dans l'autre?), — Iles de Céphallonie (deux versants emboîtés), de Zante (?) et de Leucade (?), — Le Pinde, au dessus de Metsovo (versant très attaqué postérieurement par l'érosion glaciaire), — Les Pouilles (au SSW de Martina Franca et au NNE de cette ville jusqu'à Fossano). — Peut-être existe-t-il dans les Pouilles des grands versants concaves, tant du côté de la mer Tyrrhénienne que du côté de la mer Ionnienne). En Calabre, un versant, certain selon toute vraisemblance, se suit sur 20 km. environ au SW du golfe de Santa Eufemia et au début de la péninsule de Tropea ; des restes s'en retrouvent plus loin encore à Bagnara Calabra (deux versants emboîtés). La côte yougoslave montre des grands versants

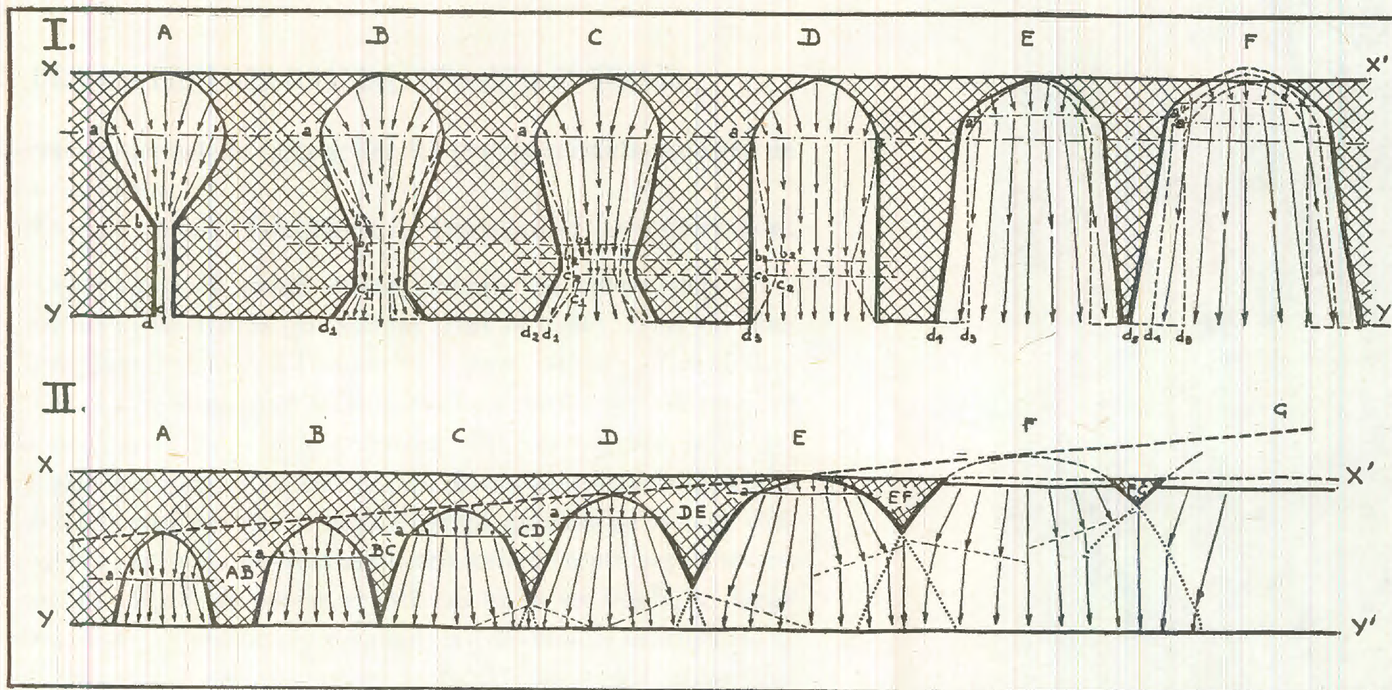


Fig. 8. Evolution des bassins-cônes.

I. Sur la façade montagneuse, limitée par XX' et YY' l'observation révèle les types de forme suivants selon l'intensité du ruissellement.

A. Le bassin de réception et la vallée d'écoulement, actuellement fonctionnels (cf. fig. 2). Les filets d'écoulement du ruissellement sont convergents dans le bassin de réception et canalisés de plus en plus étroitement dans l'entonnoir d'entrée de vallée. Ils sont parallèles dans la vallée d'écoulement.

B.C. La vallée d'écoulement est très élargie et le cône rocheux commence à se former. La vallée devient de plus en plus courte par suite du développement de plus en plus prononcé des entonnoirs d'entrée et de débouché (le point b qui marque l'entrée de la vallée se déplace vers l'aval en b 1, b 2 — le point c qui correspond à la fin de la vallée remonte vers l'amont en c 1, c 2. La vallée peut être qualifiée alors de goulet d'écoulement (Exemples à Pyrgos Dyrou dans le Péloponèse, de même qu'aux environs de Konia en Anatolie, voir 18, planche photographique I).

Les filets d'écoulement sont, convergents dans le bassin de réception, parallèles dans le goulet d'écoulement, divergents dans l'entonnoir de débouché de vallée. Au fur et à mesure que le goulet s'élargit, la convergence à l'amont et la divergence à l'aval diminuent et le parallélisme de tous les filets augmente.

D. Ce stade marque l'apparition du «bassin-cône» au sens précis du terme. Le goulet s'est élargi jusqu'à la largeur du bassin de réception (b 2 et c 2 passant en b 3 et en c 3). Il n'existe plus de convergence que dans l'amphithéâtre du bassin de réception; partout ailleurs, les filets sont parallèles.

E.F. Le bassin-cône s'ouvre de plus en plus à l'aval. Exemples : Dj. Rharbi dans la Bekaa méridionale, — Khan el Jaufa sur le bord de la plaine d'Esdrelon en Palestine. En A, B, C, le point d qui marque l'angle formé par la paroi de la vallée et la bordure de la montagne, passe en d 1 et d 2. En D, le point d 2 est passé en d 3 de telle sorte que la largeur du bassin-cône à l'aval devient égale à la largeur du bassin de réception à l'amont. Les deux parois latérales sont parallèles. En E et F, la largeur aval devient supérieure à la largeur du bassin de réception (d 3 passe en d 4 puis en d 5); en même temps, les parois latérales du bassin-cône deviennent divergentes. Cette divergence amène un élargissement du diamètre du bassin de réception dont la convexité devient beaucoup plus grande et se rapproche de la limite supérieure (XX') de la façade montagneuse (a passe en a' puis en a").

La convergence des filets s'opère à l'amont sur une surface de plus en plus restreinte puisque le bassin de réception diminue de superficie. En même temps, cette convergence devient de plus en plus faible et le parallélisme des filets augmente. A l'aval, c'est-à-dire sur la plus grande partie du bassin-cône, la divergence des filets d'écoulement ne cesse d'augmenter.

N.B. Dans la réalité, il semble qu'on passe directement du stade C au stade E et que le stade D où les parois sont parallèles n'existe pas. Le cône rocheux se développe en effet très vite et dépasse en largeur le bassin de réception avant que le goulet ait définitivement disparu. C'est là un point de détail qui serait à préciser par de nouvelles observations.

II. L'évolution représentée sur cette figure est en grande partie inférée. Elle ne peut donc être présentée que comme hypothétique quoiqu'elle constitue la suite de l'évolution précédente.

En I, l'évolution montre que l'élargissement de plus en plus grand des bassins-cônes provoque un rétrécissement toujours plus grand des surfaces qui les séparent. Il est normal par conséquent de voir cette évolution se poursuivre de la manière dont elle est figurée sur la figure 8, II.

Sur cette figure, les bassins-cônes se rapprochent de plus en plus et commencent à se recouper les uns les autres. Ce recoupement transforme les surfaces résiduelles (AB) en éperons (BC, CD, DE, EF). Ces éperons sont d'autant plus haut-placés dans le relief que le recoupement des bassins-cônes est plus accentué et que ces bassins-cônes sont plus grands. A un certain stade de développement (E), le bassin-cône est tangent à la limite supérieure (XX') du versant, et son évolution l'amène à supprimer complètement l'ancienne façade montagneuse à l'amont (F, G) dont la limite supérieure s'abaisse. En même temps, les éperons, soudés jusque là les uns aux autres (BC, CD, DE) se séparent (EF, FG).

Quant aux filets d'écoulement, leur zone de convergence, située en amont de la ligne a, — diminue sans cesse de superficie et disparaît même lorsque le bassin-cône englobe une part de plus en plus large du sommet, de la façade montagneuse (F, G). La divergence des filets d'écoulement est donc toujours de plus en plus importante. Cette divergence s'affaiblit de plus en plus au contraire à l'aval des éperons. En effet, lorsque les nappes de ruissellement de plusieurs bassins-cônes se rencontrent aux extrémités des éperons, elles fusionnent pour donner une nappe unique. Cette nappe unique entraîne inévitablement une atténuation de la divergence des filets d'écoulement qui deviennent bientôt parallèles.

Cette évolution est la même que celle qui se produit dans la zone du pédiment (fig. 6). D'ailleurs c'est ici également un pédiment qui commence à partir des éperons inter-bassins-cônes.

I. DESCRIPTION DES GRANDS VERSANTS CONCAVES.

L'observation permet de caractériser les grands versants concaves de la manière suivante.

— Analyse des formes. Conditions de formation et de conservation.

A. — La topographie du grand versant concave est simple (fig. 10 à laquelle renvoient les lettres qui suivent dans le texte). C'est un plan courbé, fortement redressé à l'amont; en pente douce, au contraire, à l'aval. On peut y distinguer trois parties : l'abrupt ou escarpement (A), — la courbure (C), — et le pédiment (P). Les courbes de niveau sont parallèles entre elles; les courbes de niveau sont évidemment plus rapprochées les unes des autres dans l'abrupt qu'elles ne le sont dans le pédiment. Ces versants peuvent mesurer plusieurs centaines de mètres de dénivelé. Une feuille de papier, relevée sur un de ses bords, en donne une bonne image. Ces versants correspondent à des façades montagneuses. Le profil transversal est concave et semblable au profil d'équilibre longitudinal d'une artère d'écoulement. Il est à remarquer que ce profil est partout le même le long du versant.

B. — Ces versants sont souvent au nombre de deux, emboîtés l'un dans l'autre (fig. 11, I); le versant inférieur emboîté ayant pu d'ailleurs reculer plus ou moins de telle sorte qu'à la limite, il ne reste plus que des lanières du versant supérieur (fig. 11, II et III, — et aussi fig. 14). Ces lanières peuvent être appelées «*lanières-témoins d'un grand versant concave supérieur* (*à celui qui est actuellement visible*). Ces versants emboîtés se rencontrent dans la péninsule du Cap Matapan, au moins par

---

concaves, plus ou moins reconnaissables le long du Velebit. Au Sud, depuis la Neretva jusqu'au delà de Doubrovnik, ces grands versants sont beaucoup plus nets et montrent des quantités de formes dérivées. Enfin le front montagneux qui se trouve à l'Est de la Morava et que coupe la route de Belgrade à Zaječar, à hauteur de Petrovac. Peut-être sera-t-il possible à des géomorphologues travaillant dans ces régions de procéder à des vérifications précises des exemples qui viennent d'être cités. Les grands versants de la côte yougoslave feront l'objet d'une publication ultérieure.

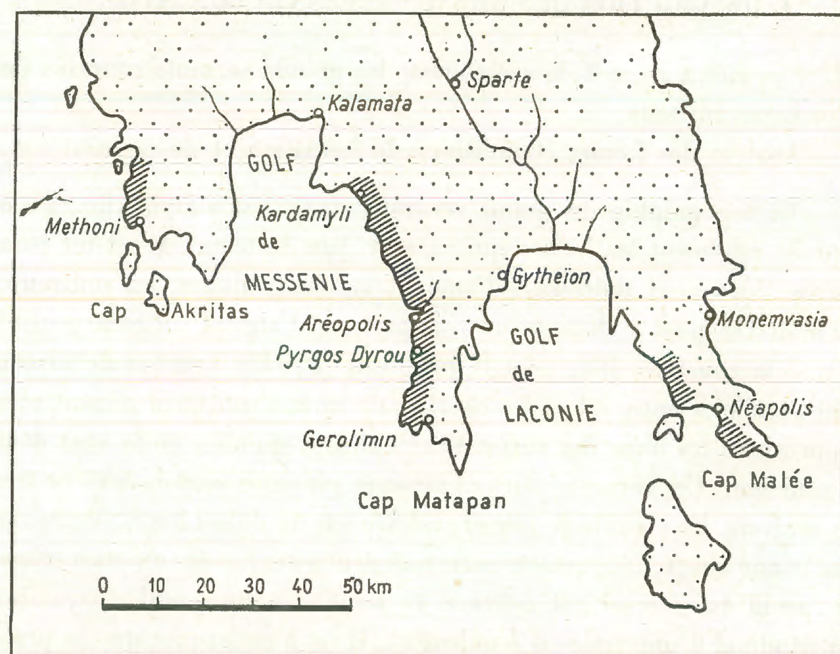


FIG. 9. LES PÉNINSULES MÉRIDIONALES DU PÉLOPONÈSE ET LEURS GRANDS VERSANTS CONCAVES DE RUISSELLEMENT.

Les grands versants concaves sont marqués sur la carte par des hachures. Ils existent sur les façades occidentales soumises aux vents pluvieux. Ils ont été conservés dans les roches qui résistent le mieux au plus grand nombre de processus géomorphogénétiques.

1. Péninsule du Cap Malée. — On ne voit pas de grand versant concave depuis Monemvasia. La vérification de l'absence de versant du côté Est serait à faire en détail tout le long du littoral.

Du côté Ouest, un grand versant concave existe au Sud de Néapolis ; il se prolonge vraisemblablement jusqu'au cap Malée. Il se retrouve au Nord entre la baie de Néapolis et la baie de Démonia. Il apparaît aux endroits où affleurent la série des roches résistantes (Φ et Te de la carte géologique de Grèce à 1/500.000° — Φ : Schistes sériciteux, phyllites, calcaires cristallins, ... — Te : grès, calcaires et conglomérats nummulitiques). Il disparaît au contraire dans les roches non résistantes (baie de Néapolis et de Démonia). Les versants sont éboulisés dans leur partie supérieure et tronçonnés en plusieurs endroits par des vallées.

2. Péninsule du cap Matapan. — A l'Est, les points du littoral qui ont pu être atteints ou observés, ne montrent pas de grands versants concaves ; une vérification plus détaillée serait cependant souhaitable.

A l'Ouest, le grand versant est continu depuis Kardamyli au fond du golfe de Messénie jusqu'à Gérolimin au Sud de la péninsule ; l'extrême pointe de celle-ci n'a pu être observée. Le grand versant est admirablement conservé, sa longueur atteint 50 km. et son dénivelé doit avoir de 500 à 800 m. Son pédiment est faillé et des terrasses d'abrasion marine ont été sculptées dans l'abrupt de faille. A hauteur d'Aréopolis, il est tronçonné par une vallée qui va jusqu'au golfe de Laconie ; c'est là une preuve que ce golfe s'est effondré postérieurement au creusement de la vallée. Cette vallée en effet, n'aurait pu être creusée si des quantités d'eau considérables de lui étaient venues auparavant d'un hinterland aujourd'hui disparu. Le pédiment du grand versant concave qui, à Aréopolis, fait face à l'Ouest, se prolonge dans la vallée Aréopolis-Gytheïon par un pédiment semblable ; toutefois, dans la vallée dont l'exposition ne fait pas face aux vents pluvieux, le pédiment n'est pas surmonté par un grand versant concave mais par un bassin-cône.

Ce grand versant a été façonné dans des roches très résistantes : des calcaires marmoréens métamorphiques. Sa partie supérieure est très souvent éboulisée. Il a subi aussi d'autres retouches, des rus y ont été gravés et même de petits bassins-cônes comme aux environs de Pyrgos Dyrou (fig. 1). On y voit aussi des lanières-témoins d'un grand versant concave supérieur et actuellement disparu (Cas n° III de la figure 11).

3. Péninsule du Cap Akritas. — A l'Est de la péninsule, de nombreux niveaux sont visibles mais aucun grand versant. A l'Ouest, au contraire, il existe un grand versant concave modelé dans les grès, les calcaires et les conglomérats nummulitiques (Te). Ce versant a une longueur limitée et ne se prolonge pas vers le Nord.

endroits, — à Céphallonie, — dans la Galilée libanaise, — en Calabre — ainsi que sur la côte yougoslave.

C. — Ces versants ont pu être attaqués après leur façonnement par le ruissellement.

— Sous sa forme la plus simple, le ruissellement y a creusé des rûs simples griffures sur l'ensemble du versant ou même de petits bassins-cônes, comme on peut l'observer sur le grand versant de la péninsule du Cap Matapan (fig. 1). Il est bien évident que, dans ce cas, le plus simple de tous, les rûs et les bassins-cônes sont postérieurs au grand versant dans lequel ils sont sculptés et que ce grand versant se poursuivait à l'origine d'une façon continue.

— Sous une forme qui traduit une érosion beaucoup plus vigoureuse, le ruissellement peut avoir découpé le grand versant concave par des vallées. Ces vallées, plus ou moins distantes les unes des autres, laissent subsister entre elles, des lanières-témoins de grand versant concave (fig. 10, II). Ces lanières ne doivent pas être confondues avec celles qui ont déjà été signalées. On peut leur donner le nom de «*lanières-interfluves de grand versant concave*» pour les distinguer des précédentes : «*les lanières-témoins d'un grand versant concave supérieur (à l'actuel)*».

Ces lanières sont souvent si étroites, — sur la façade méridionale de la Montagne de Sainte-Victoire (Provence), par exemple —, que les géomorphologues ne semblent pas y avoir jamais prêté attention. C'est là évidemment une erreur méthodologique si l'on admet que l'objet de la morphologie est de décrire et d'expliquer les formes du relief et, — il faut y insister, — *toutes* les formes du relief, quelles que soient leur rareté, la faiblesse de leur dénivelé, leur petitesse ou leur étroitesse en surface. Il faut reconnaître toutefois qu'il était bien difficile d'expliquer ces lanières tant qu'on n'avait pas constaté dans la nature l'existence des grands versants concaves et le découpage que les vallées en ont fait par la suite. Les lanières-interfluves quand elles se rétrécissent de plus en plus du fait de la multiplication des vallées (fig. 10, II, a, b, c, d, e, f, g, h,) arrivent à la limite à ne plus être qu'un profil transversal concave du relief (fig. 10, II, i, j, k). Il n'est pas rare de constater dans le paysage, — ainsi dans l'Estérel (Provence), — que beaucoup de ces «profil concaves interfluves» se succèdent entre les

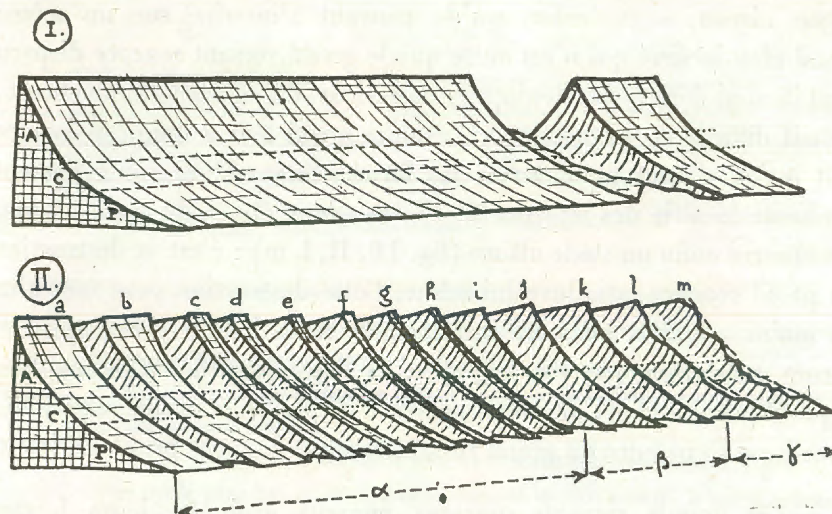


FIG. 10. GRAND VERSANT CONCAVE DE RUISSELLEMENT.
A = Abrupt, — C = Courbure, — P = Pédiment.

I. Grand versant intact, coupé seulement par une vallée (Grand versant du Magne occidental, avec la vallée Gytheïon-Aréopolis).

II. Grand versant concave morcelé par le découpage postérieur des talwegs.

a) Les restes du grand versant sont de plus en plus étroits (a à h) mais une lanière même étroite, suffit à prouver qu'un grand versant a existé.

b) Un moment vient où la lanière, témoin du grand versant disparaît; l'arête où se recoupent les deux versants des vallées a un profil concave (i, j, k). Ces arêtes, surtout lorsqu'elles sont nombreuses dans les interfluves, témoignent encore de l'existence d'un grand versant concave. Toutes ces arêtes, au profil transversal concave, n'auraient pu en effet se former autrement qu'à partir d'un même plan courbe.

c) L'arête à profil transversal concave perd à son tour ce profil par suite de l'attaque des affluents des vallées. Il peut en rester cependant certaines sections qui permettent de supposer qu'il y a eu profil transversal (l, m).

les vallées actuelles, que tous ces profils sont semblables et situés au même niveau, — et, enfin, qu'ils peuvent s'inscrire sur un même grand plan incurvé qui n'est autre que le grand versant concave disparu dont ils sont dérivés par découpage postérieur, dû aux vallées. Ici encore, il était difficile de pronostiquer l'évolution qui leur a donné naissance tant qu'on n'avait pu observer les formes intermédiaires qui passent par toute la série des lanières-interfluves d'une étroitesse grandissante. On observe enfin un stade ultime (fig. 10, II, l, m) : c'est la destruction du profil concave interfluve lui-même. Cette destruction peut être plus ou moins poussée, mais les restes où la concavité du profil apparaît encore, ne doivent pas être négligés ; ils suffisent parfois à reconstituer le profil primitif et si l'on est en présence de plusieurs profils semblables à restituer l'existence du grand versant concave dont ces profils dérivent.

D. — Ces grands versants concaves peuvent avoir eu leurs formes modifiées par l'éboulisation. En réalité, — il en est très souvent ainsi mais non pas toujours —, de telle sorte qu'il est possible de distinguer un grand versant intact, d'un grand versant concave éboulisé (sur les versants d'éboulisation, voir : *15, 16, 20*).

On peut distinguer deux cas :

— Dans le premier cas (fig. 12), le profil transversal du grand versant concave dépasse fortement 33° qui est l'angle minimum pour que les éboulis puissent tomber en chûte libre. Il est à remarquer que c'est seulement à partir d'une ligne XY, située à hauteur de la courbure du grand versant que le profil peut atteindre une pareille valeur ; au dessous de la ligne XY, c'est-à-dire de la courbure, le pédiment a toujours une valeur très inférieure à cet angle. Dans ce cas, le volume des matériaux à déblayer par l'éboulisation est très grand ; il correspond au volume situé entre un plan imaginaire de 33° d'inclinaison, passant par la ligne XY, d'une part, — et la surface topographique de l'abrupt du grand versant d'autre part. Ce volume est donc proportionnel à l'importance de la surface abX que le plan imaginaire et la surface topographique dessinent sur une coupe transversale puisque le grand versant a partout le même profil.

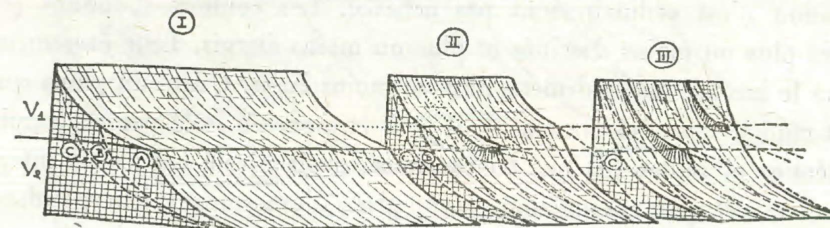


FIG. 11. DEUX GRANDS VERSANTS CONCAVES, EMBOÎTÉS L'UN DANS L'AUTRE.

L'observation montre qu'il existe parfois deux grands versants concaves emboîtés l'un dans l'autre : V1 et V2.

Selon l'évolution plus ou moins poussée du second versant, les formes se diversifient ainsi.

I. Les deux grands versants sont nettement reconnaissables. Profil A. Le versant le plus bas, c'est-à-dire le versant le plus récent, a laissé subsister les parties principales du versant le plus haut, c'est-à-dire le plus ancien. Ce dernier versant a encore, non seulement son abrupt et sa courbure, mais aussi une partie plus ou moins importante de son pédiment.

II. Le versant inférieur en reculant de A en B, supprime complètement le pédiment et la courbure du versant supérieur. Il arrive assez souvent néanmoins qu'une lanière du versant supérieur soit épargnée. Cette lanière (cf. fig. 10, II, b, c, d, e, f, g, h), domine le versant inférieur.

III. Le versant inférieur peut continuer à reculer jusqu'à supprimer le versant supérieur. C'est le cas lorsque son profil C voit son point le plus élevé coïncider avec le point le plus élevé du versant supérieur. Dans ce cas également, des lanières de ce dernier versant peuvent subsister. Ces lanières sont très précieuses pour l'analyse morphologique. Elles empêchent de considérer le grand versant observable, comme le premier en date. Elles montrent que le versant actuellement visible n'est pas le premier mais qu'il s'est substitué à un versant antérieur par érosion régressive.

Quand aucune lanière d'un versant antérieur n'existe, il faut toujours avoir présent à l'esprit, si un seul versant est observable, que ce versant peut être de V2 et non de V1. — (Des lanières-témoins de grands versants concaves peuvent s'observer dans la péninsule du Cap Matapan).

Le volume des matériaux à déblayer étant très important, l'éboulisation n'est ordinairement pas achevée. Les couloirs d'éboulis (c) sont plus ou moins dessinés et plus ou moins élargis. Leur évasement vers le bas (d) est également plus ou moins large. Quant au glacis qui est modelé dans cet évasement, il peut être encore isolé par ses parois latérales et raides (d) ou, au contraire, avoir nivelé ces arêtes intermédiaires et opérer sa jonction avec un glacis d'évasement voisin (g) ; dans ce dernier cas, on remarquera que la paroi amont peut dessiner encore une double courbe en rapport avec les deux premières évasements. Entre ces conques évasées dont le plancher est une surface plane, inclinée à 33°, se voient des arêtes (e) qui s'amincissent de plus en plus vers l'aval où elles se prolongent parfois seulement par ces chicots, comparables aux buttes-témoins de la morphologie due au ruissellement.

On remarquera, en passant, la similitude qui existe entre ces formes et leur morphogenèse très brièvement rappelées, — et les formes et la morphogenèse de ruissellement. Les termes s'associent deux par deux : couloirs d'éboulis qui ne cessent de s'élargir et de devenir plus rectilignes lorsque les éboulis les parcourent, et vallées d'écoulement, — évasements vers le bas de ces couloirs d'éboulis et entonnoirs de débouché de vallée ou bassin-cône, — évasements juxtaposés qui se recoupent latéralement les uns les autres et bassins-cônes dont l'évolution a toute chance d'être semblable, — reliefs intermédiaires se terminant en arête et dessinant un éperon triangulaire et éperons intercônes entre les entonnoirs de débouché de vallée, — chicots-témoins et buttes-témoins, — raideur des parois latérales avec angle basal droit dans un cas comme dans l'autre, etc... Cette similitude est normale et fera l'objet de publications ultérieures. Il suffit de dire pour l'instant que les formes de ruissellement étant modelées essentiellement par la charge transportée par l'eau, il est inévitable que les éboulis tombant en chûte libre, c'est-à-dire grâce à la pesanteur, exercent des effets morphogénétiques qui soient comparables par certains aspects.

— Dans le second cas (fig. 13), le profil transversal du grand versant concave dépasse faiblement 33°.

Il est inutile de s'étendre longuement sur ce cas. Il ne représente en effet que le stade final du cas précédent. Le volume à déblayer,

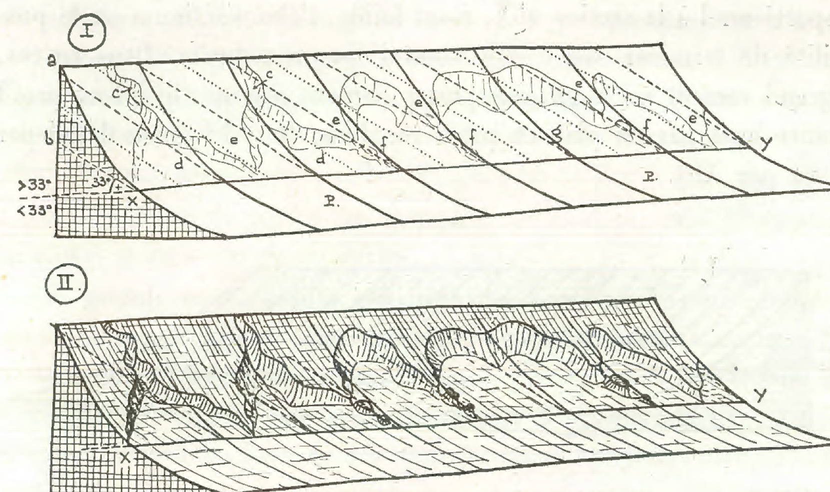


Fig. 12. Grand versant concave, éboulisé après sa formation.

1° Cas : l'abrupt du grand versant concave a une inclinaison dépassant fortement 33°.

Ce cas ne diffère pas essentiellement du cas suivant. Le terminus ad quem dans les deux cas est l'aplanissement de l'abrupt du grand versant. Dans le second cas, l'évolution arrive rapidement à son terme. Dans le premier cas, l'évolution ne dépasse pas, le plus souvent, les stades intermédiaires ; ce fait est aisément compréhensible, la masse des matériaux que l'éboulisation doit enlever (Xab) est très grande.

L'évolution se développe à partir de la ligne XY où le versant commence à dépasser 33°. Le nivellement remonte de l'aval à l'amont. Lorsqu'il existe des couloirs d'éboulis (c), les parties éboulisées du versant ont une forme ordinairement triangulaire (d). Le recoupement de ces évasements éboulisés les uns par les autres donnent des éperons (e). Ces éperons peuvent être morcelés eux-mêmes et ne plus subsister que sous forme de chicots qui sont, en quelque sorte, des buttes-témoins (f).

Lorsqu'il n'existe pas de couloirs d'éboulis, la partie du versant éboulisée aboutit à une corniche ; l'évasement dessiné par le versant éboulisé est ordinairement beaucoup plus large (g) que lorsqu'il se continue par des couloirs d'éboulis.

Le pédiment se prolonge par les parties demeurées intactes du versant. Cependant à cause de sa faible inclinaison et du peu d'importance de sa concavité, il semble se prolonger par les parties du versant déjà éboulisées.

N.B. — Les couvertures ébouleuses n'ont pas été figurées pour ne pas surcharger les figures. Elles existent cependant presque toujours et jouent un rôle important dans la géographie humaine en fournissant des sols cultivables.

proportionnel à la section abX, étant faible, l'éboulisation a eu la possibilité de terminer son œuvre avant l'époque actuelle. Dans ce cas, le grand versant ne se termine plus à l'amont par un abrupt au profil concave mais par un plan au profil rectiligne (fig. 13, plan défini par XY et par Xb).

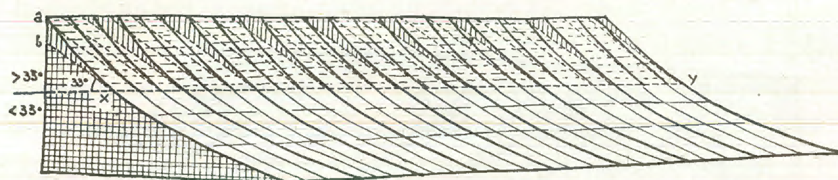


FIG. 13. GRAND VERSANT CONCAVE, ÉBOULISÉ APRÈS SA FORMATION.

2° Cas : l'abrupt du grand versant concave a une inclinaison dépassant peu 33° (angle au dessous duquel les éboulis ne tombent plus en chute libre).

Dans ce cas, l'éboulisation est rapide. Elle remonte la partie supérieure du versant à partir de la ligne XY qui marque le moment où l'inclinaison du versant commence à dépasser 33°.

Le haut du versant qui est concave (Xa) devient plan (Xb) sous l'effet de l'éboulisation. La section Xab montre le volume de matériaux, soustrait par l'éboulisation au versant primitif.

(Les coupes transversales du grand versant sont en traits forts ; les coupes du versant d'éboulisation sont en tiretés. Les hachures verticales indiquent la tranche de matériel soustraite par l'éboulisation. Les tiretés longitudinaux font ressortir le nouveau versant éboulisé).

Ici encore, on remarquera que l'éboulisation arrive à façonner en fin d'évolution le relief que le premier cas permettait de supposer, à savoir : un grand plan parfaitement uni : étant données les similitudes notées plus haut entre formes d'éboulisation et formes de ruissellement, on peut se demander aussi, (bien que les deux processus morphogénétiques ne soient pas en tout semblables), si l'érosion par ruissellement n'est pas capable de façonner, elle aussi, un relief qui soit en rapport avec la valeur-limite qu'elle est susceptible d'atteindre. On devine déjà que cette forme de relief en question est le grand versant concave.

E. — Ces grands versants, si l'on continue à grouper dans cette section du paragraphe, les données fournies par l'observation à leur sujet, constituent toujours la partie la plus élevée du relief. D'après tous les exemples rencontrés, ils se trouvent toujours au dessus de toutes les morphologies engendrées par les épicycles postérieurs ; ils sont toujours aussi au dessus de toutes les terrasses marines qui sont témoins des niveaux de base de ces épicycles.

Ces grands versants sont seulement au nombre de deux comme le montrent les emboîtements rencontrés et déjà signalés.

Au sommet des reliefs et au dessus de toutes les autres formes épicycliques, au nombre de deux seulement, il est normal de voir dans ces grands versants l'œuvre des deux premiers épicycles, correspondant aux deux plus anciens niveaux de base du cycle actuel (V1 et V2).

Cette ancienneté explique en même temps pourquoi ils sont relativement rares. Les grands versants quand ils subsistent, ont dû résister à tous les processus morphogénétiques qui se déroulent au cours d'une période chaude/froide et ils ont dû y résister durant toutes les périodes qui se sont succédées après leur formation et qui sont au nombre de six. On ne s'étonnera donc pas de constater que ces grands versants ne subsistent que dans les roches qui résistent le mieux au maximum de processus morphogénétiques, plusieurs fois mis en œuvre. Il est également normal de constater que les grands versants sont d'autant mieux conservés qu'ils font partie d'une région abaissée par subsidence et aux alentours faillés, ce qui est le cas dans le Péloponèse. Les versants y ont été modelés quand cette région était beaucoup plus haute car, à l'heure actuelle, ils dominent presqu'immédiatement la mer et tous les niveaux épicycliques qui existent dans le Péloponèse s'ennoient au dessous d'eux dans les golfes de Messénie et de Laconie ; seules quelques terrasses marines récentes sont répérables au dessous de ces niveaux, terrasses qui ont été nivelées par la mer après que la région eut été abaissée. — D'un autre côté, la grande vallée W. E. qui aboutit à Aréopolis et qui coupe en deux la péninsule le du Cap Matapan jusqu'à une altitude très basse prouve que cette péninsule a perdu son bassin de drainage qui ne pouvait être que très important. Cet hinterland correspondait à l'ensemble de montagnes, effondré depuis lors dans

le golfe de Laconie. Ce golfe est une région d'effondrement récent et encore actif comme le prouvent les grandes failles qui longent les bords des péninsules, de même que les maisons antiques visibles maintenant sous la mer à Gytheïon. — Ces notations : roches résistantes au maximum de processus morphogénétiques, même répétés plusieurs fois, — abaissement d'ensemble de la région, — perte de l'ancien bassin hydrographique de l'hinterland qui, dans la mesure où il a subsisté, donne naissance à un ruissellement qui découpe les grands versants concaves, — donnent des indications sur les régions où il existe des chances de trouver des grands versants en bon état de conservation. Il y a encore cependant une caractéristique importante à noter au sujet des grands versants.

F. — Tous les grands versants concaves actuellement connus font toujours face aux directions d'où viennent les vents pluvieux qui les abordent ainsi de plein fouet et qui y laissent tomber leurs précipitations maximales. D'une manière habituelle, ce sont les façades maritines qui semblent réaliser le mieux et aussi le plus souvent, de telles conditions. Dans les péninsules du Péloponèse (fig. 9), les grands versants concaves font face à l'Ouest d'où viennent les vents pluvieux; l'on peut même constater que le grand versant de la péninsule du Cap Matapan s'interrompt au fond du golfe de Méssénie lorsque le relief commence à faire écran, — au moins en partie —, aux vents pluvieux et provoque ainsi la diminution des précipitations. Dans le golfe de Patras, à Céphallonie, à Zante, à Leucade, dans le Pinde de Metsovo, sur la côte yougoslave, les grands versants concaves, bien assurés ou probables, se trouvent également correspondre à des façades montagneuses «au vent». Par contre, on n'a jamais trouvé encore de grands versants concaves dans les façades «sous le vent», même dans les péninsules du Péloponèse, entourées par la mer presque de toute part et constituées par les mêmes roches à l'Est comme à l'Ouest. L'existence des grands versants concaves au delà de la façade maritime, ne doit pas être exclue. La bordure occidentale du Dj. Zaouiyé en est une preuve. On constatera au sujet de celui-ci que cette bordure se dresse face à l'Ouest, c'est-à-dire, elle aussi, face aux vents pluvieux; on remarquera notamment qu'il n'existe pas de grand versant concave à l'Ouest de la dépression du Rhâb sur le revers oriental du Dj. Ansarieh (ce revers avec son très grand dénivelé structural se serait pourtant admirablement prêté à un façonnement de grand versant). — tandis qu'à l'Est du Rhâb, la façade occidentale du Dj. Zaouiyé a donné un grand versant. Dans le premier cas, les pluies diminuent parce qu'on a à faire à un versant «sous le vent» tandis que, dans le second cas, les précipitations augmentent parce que le versant est «au vent». Il est très possible qu'un phénomène semblable ait existé de part et d'autre de la Bekaa lorsque tout le fond de cette dépression était remblayée par les poudingues pontiens comme il est vraisemblable qu'elle a dû l'être. Le versant oriental du Liban ne présente pas trace de grand versant concave, il n'en est pas de même pour le massif qui lui fait face. L'Anti-Liban en effet, qui retombe à l'Est d'une manière brusque sur le désert (comme le Dj. Ansarieh sur le Rhâb) montre à l'ouest une structure où les couches s'abaissent rapidement depuis la crête pour devenir subhorizontales dans un grand plateau qui surplombe lui-même la Bekaa. (*3*, pl. II, coupes à travers l'Anti-Liban). Cette structure (versant de crête et plateau subhorizontal) a déjà un profil sensiblement équivalent à celui d'un grand versant concave; en outre, la surface topographique montre, lorsqu'on l'examine attentivement, qu'elle n'est pas une surface structurale mais une surface d'érosion car les couches sont toujours recoupées par la surface topographique, même si ce recoupement ne révèle qu'un angle assez faible. On avait interprété les faits jusqu'ici (*3*) en considérant que la topographie de l'Anti-Liban était due à la surface pontienne, reployée par l'orogénèse post-plaisancienne. C'est l'explication qu'on a donnée d'ailleurs pour tous les massifs du Proche-Orient, cette surface pontienne reployée constituant la surface primitive que l'érosion a attaquée au début du cycle actuel. Les levers morphologiques poursuivis depuis lors dans le massif galiléen et étendus au Nord jusque vers Beyrouth et aussi jusqu'à la Bekaa, a amené à réviser cette interprétation. Celle-ci demeure vraie en ce sens que la surface pontienne a bien constituée la topographie primitive au début du cycle actuel, mais elle est à reviser en ce sens que cette topographie porte la marque des épicycles du Villafranchien/Quaternaire presque jusqu'à son sommet ou même jusqu'à son arête sommitale. Dans ces conditions, le versant occidental de

l'Anti-Liban correspond selon toute vraisemblance à un grand versant concave de 50 à 60 km. de longueur et de 500 à 600 m. de dénivelé. Ce grand versant s'est, somme toute, bien conservé pour deux raisons : d'une part, les calcaires compacts résistent bien aux différents processus d'érosion ; — d'autre part, le climat ayant évolué vers une aridité presque totale dans l'Anti-Liban à la différence de ce qui s'est passé pour le Liban, tant l'érosion karstique que l'érosion par ruissellement ont été arrêtées dans l'Anti-Liban. Dans ces conditions les retouches apportées au grand versant après son façonnement ont pu être relativement légères.

Un dernier cas de grand versant concave, situé à l'intérieur des terres, se trouve en Serbie dans la bordure des montagnes qui se trouvent à l'Est de la Morava, au moins dans la partie de cette bordure que traverse la route de Belgrade à Bor. Il serait évidemment d'un très grand intérêt de trouver beaucoup d'autres exemples de grands versants concaves à l'intérieur des terres et non seulement sur les façades maritimes.

Les données d'observation qui viennent d'être exposées, fournissent assez d'éléments pour qu'on puisse tenter maintenant l'explication de la morphogenèse des grands versants.

II. LA MORPHOGENÈSE DES GRANDS VERSANTS CONCAVES.

La reconstitution de l'évolution morphologique des grands versants est plus difficile que celle des formes anciennes décrites et interprétées dans le paragraphe précédent (§ III). Dans un cas comme dans l'autre, on est en présence de formes non fonctionnelles. Dans le premier cas cependant on voit des formes semblables se produire dans les zones de ravinement actuelles et, même dans les grands reliefs, il existe suffisamment d'exemples où la composante latérale joue assez vigoureusement pour que l'on puisse en dégager les éléments d'interprétation. Dans le second cas au contraire, aucun relief actuellement fonctionnel ne permet de passer de l'exemple qu'il offre à l'explication du grand versant concave.

Par suite, on procédera dans l'explication de la morphogenèse des grands versants d'une double façon : par élimination successive des

processus morphogénétiques connus qui s'avèrent incapables d'expliquer les formes, puis par reconstitution progressive d'une morphogenèse due à un ruissellement s'exerçant selon certaines modalités originales.

II A. LES PROCESSUS INCAPABLES D'EXPLIQUER LA MORPHOGENÈSE DES GRANDS VERSANTS CONCAVES.

Des processus morphogénétiques connus, aucun, — sauf le ruissellement comme on le verra plus bas — n'est capable de rendre compte des faits concernant les grands versants concaves.

1° — Les différents processus morphogénétiques ecxlus.

— *La corrasion éolienne* n'engendre jamais de formes d'une telle ampleur, ni d'une topographie semblable. D'autre part, elle joue principalement dans les zones arides, caractéristique qui est en contradiction avec le lien qui unit grands versants concaves et régions très pluvieuses.

— *La désagrégation lente*, outre qu'elle donne des formes à profil convexe quand aucun autre processus n'interfère, est limitée, presque toujours, à la partie supérieure des versants. Elle est aussi susceptible de s'exercer face à toutes les orientations.

— *La désagrégation chimique* réduit la roche à ses éléments constituants et les rend libres les uns par rapport aux autres, ses éléments allant des blocs aux arènes. Les versants qu'elle laisse derrière elle, semblent avoir aussi un profil convexe, — ici encore, quand aucun autre processus morphogénétique n'interfère, — ces versants ne sont pas liés, eux non plus à une orientation exclusive de toute autre.

— *La dissolution karstique* ne peut être invoquée non plus, bien que les calcaires durs soient très favorables à la conservation des grands versants concaves. Grands versants et formes karstiques sont trop différents pour pouvoir avoir été façonnés par le même agent. D'ailleurs, on doit remarquer à ce sujet qu'il existe des grands versants dans

d'autres roches que les roches solubles, et aussi, que les formes karstiques sont indépendantes de l'orientation alors que les grands versants ne le sont pas.

— *L'abrasion marine* donne une morphologie trop caractéristique (terrasses d'abrasion et falaises mortes) pour qu'on puisse faire appel à elle afin d'expliquer les grands versants même si on devait trouver un jour un grand versant qui se raccorde à une terrasse marine. Dans cette dernière hypothèse d'un grand versant raccordé à une terrasse marine, il faudrait admettre, si on voulait l'expliquer par l'abrasion de la mer, que l'abrasion s'est produite lors d'une descente continue et de plus en plus lente de la mer de telle sotre que le relief soit modelé selon un profil concave. C'est là vraiment une hypothèse trop extraordinaire pour qu'on s'y arrête.

Restent les processus cryogéniques.

2° — Les processus cryogéniques.

Ces processus sont parmi les plus puissants qui soient ; ils engendrent également les formes de relief parmi les plus grandes qui se puissent observer. Ils accumulent des dépôts considérables, donnent naissance aux cuvettes cryhoydriques et cryofluviales (27), appelées par la suite cuvettes glaciaires et glacio-fluviales (29), et façonnent deux types de versants : les versants d'éboulisation et les versants de solifluction laminaire qui sont parmi les plus répandus qui soient sur la surface du globe. La composition entre ces deux types de versants cryogéniques mérite donc d'être faite et l'on va voir à quel point cette comparaison se révèle féconde, même si elle conclut à une différence essentielle entre les versants cryogéniques et les grands versants concaves.

A. L'éboulisation a marqué les grands versants concaves dans leur partie supérieure dans de nombreux cas. On l'a déjà signalé et l'on a vu que, pour retrouver la forme initiale des grands versants, il fallait retrouver des cas où ces versants n'ont pas été éboulisés, puis comprendre la manière dont l'éboulisation les modifiait afin de pouvoir les reconnaître néanmoins, même lorsque l'éboulisation y a laissé sa marque.

On a vu également les ressemblances qui paraissaient se révéler entre, d'une part, les versants d'éboulisation, nivelés par un flux de pierres tombant en chûte libre, flux qui possède aussi une composante verticale et une composante latérale, — et d'autre part les formes anciennes de ruisssellement. Dans un cas, la charge (les éboulis) opère seule ; dans l'autre cas, la charge (les fragments rocheux de tout calibre qui se trouvent dans l'eau) travaille aussi, mais à l'intérieur de l'eau qui s'écoule et dont la profondeur et la largeur peuvent varier.

B. La solifluction laminaire donne naissance à l'autre type de versant cryogénique. Il est d'autant plus nécessaire de comparer le versant de solifluction laminaire et le grand versant concave que leur morphologie est rigoureusement semblable l'une à l'autre. Dans les deux cas, les versants montrent une surface parfaitment unie, comportant un abrupt, une courbure et un glacis ; dans les deux cas, la meilleure image que l'on puisse en donner est celle d'une feuille de papier relevée par un de ses bords.

Cette ressemblance morphologique amène à souligner les dissemblances qui existent entre ces deux catégories de versants. Ces dissemblances sont les suivantes.

— Les versants de solifluction laminaire ne se rencontrent pas seulement dans la partie supérieure des reliefs comme les grands versants concaves mais à tous les niveaux d'emboîtements.

— Les versants de solifluction emboîtés les uns dans les autres ne sont pas limités à deux comme les grands versants concaves, mais peuvent atteindre un chiffre beaucoup plus élevé. On compte à Chypre sept versants de solifluction laminaire qui se raccordent avec les sept niveaux de base du Villafranchien/Quaternaire de telle sorte qu'il en existe huit, un par niveau de base ; le plus élevé, disparu à Chypre, étant susceptible d'être retrouvé un jour dans d'autres régions. On notera toutefois que le cas de Chypre où sept niveaux sont visibles, est un cas qui semble rare ; d'une manière habituelle, on observe ordinairement une série beaucoup moins complète qui ne comprend que les niveaux inférieurs. Cette remarque, comme le fait que le niveau le plus élevé

ait disparu à Chypre, montre d'une façon évidente que les versants de solifluction laminaire sont d'autant moins bien conservés qu'ils sont plus anciens ; qu'ils sont au contraire d'autant mieux conservés qu'il sont plus récents. Leur superficie respective amène à conclure dans le même sens : les niveaux récents s'étendent sur de grandes superficies ; au contraire, les niveaux anciens ne sont plus conservés que sous forme de lanières semblables aux lanières-témoins d'un grand versant concave supérieur (il faut cependant souligner nettement que, dans le cas des lanières de versant de solifluction, ces lanières s'adossent directement à un relief dont les roches ne sont pas solifluables, — ainsi sur la fig. 11, III où la limite supérieure du grand versant correspondrait au relief dont il vient d'être question, — et qu'elles ne prolongent pas un versant mieux conservé dans sa partie supérieure comme c'est le cas dans la fig. 11, II). Par conséquent, on peut dire d'une manière générale que les versants sont d'autant plus larges proportionnellement à la longueur qu'ils sont plus récents, d'autant plus étroits qu'ils sont plus anciens.

— Les versants de solifluction laminaire, à la différence des grands versants concaves, font face à toutes les orientations et c'est là une de leurs caractéristiques les plus remarquables. C'est seulement dans les régions très élevées en latitude qu'existe un phénomène d'adret et d'ubac, entrainant une dissymétrie des versants de part et d'autre d'un relief, comme il ressort des observations faites par J. Malaurie au Groenland. Ce phénomène est d'ailleurs normal à pareille latitude, les cycles gel-dégel peuvent exister en effet sur un versant (adret) et ne pas exister sur l'autre versant (ubac). Il semble d'après certaines descriptions ou certaines photos qu'il existe un phénomène équivalent aux basses latitudes, bien que les termes soient inversés : l'adret ne connaît jamais de cycle gel/dégel tandis que ces cycles capables de provoquer la solifluction, existent — ou plus exactement ont existé — à l'ubac. Aux hautes latitudes, les versants de solifluction sont absent à l'ubac par manque de dégel tandis qu'aux basses latitudes, ils sont absents à l'adret par manque de gel.

— Les versants de solifluction laminaire enfin sont modelés par définition dans les roches solifluables (qui s'opposent aux roches éboulisables). Aucun grand versant n'a jamais été trouvé dans ce type de roche. La raison en est simple : les roches solifluables sont les roches que les cycles gel/dégel réduisent en fragments suffisamment petits pour que l'eau qui pénètre dedans, puisse servir de matrice à ces fragments et leur permettre ainsi de solifluer. On voit, par conséquent, que de telles bouillies de matériaux supposent des roches (sables, grès peu résistants, craie, calcaires marneux,...) qui se désagrègent aisément sous l'effet de la gélifraction. Les roches solifluables se révèlent donc être, en même temps, les roches que le ruissellement ravine le plus fortement et le plus rapidement, — de même que pendant les périodes froides, ces roches sont celles que la solifluction entraîne le plus vite vers l'aval. Partout où il est possible de faire de bonnes observations, on peut constater que chaque période froide a donné naissance à un versant de solifluction laminaire dont le glacis, c'est-à-dire la zone nivelée, peut avoir reculé d'une manière considérable au cours d'une seule période froide.

Peut-être est-on en présence avec le solifluction laminaire de la morphogenèse érosive qui travaille avec le plus de rapidité. Dès lors, il paraît invraisemblable qu'un grand versant concave puisse se conserver dans les roches solifluables qui se révèlent être en même temps des roches, très peu résistantes aux autres processus d'érosion et notamment au ruissellement. Partout où les versants de solifluction laminaire ont perdu leur couverture de travertin ou de cailloux cimentés, ou bien leur couvert végétal, le ruissellement exerce, dans ces versants, de véritables ravages qui aboutissent rapidement à leur destruction. Dans ces conditions, les grands versants concaves qui se seraient formés dans des roches solifluables n'ont pas pu se conserver, étant données toutes les périodes chaudes/froides qui se sont succédées depuis leur formation.

Incapables de se conserver par conséquent durant une longue période, on peut poser le problème de savoir si leur morphogenèse est incompatible avec le ruissellement. Lorsqu'un géomorphologue (B. Bomer) nous montra les versants de solifluction laminaire tels que leut originalité morphologique s'imposât à nous, d'une façon indubitable, on prit conscience en même temps que de tels versants, attribués à l'action du ruissellement par presque tous les géomorphologues français qui les

dénomment «glacis d'érosion en roches tendres» (terme qui ne tient pas compte de l'abrupt et de la courbure du versant) ne pouvaient pas avoir été modelés par l'écoulement de l'eau. Il est évident en effet qu'une morphogenèse de ces versants par le ruissellement n'aurait été possible que si ce ruissellement avait opéré en nappe continue à filets d'écoulement parallèles. Dans ce cas, — et dans ce cas là seulement, — les filets d'eau auraient pu engendrer un plan parfaitement uni et aux courbes de niveau parallèles ; toute autre forme de ruissellement aurait donné naissance à des formes en creux et il n'y aurait plus eu de grand plan uni. C'est à cette occasion que l'image la plus concrète de ce type de ruissellement nous a paru être la lame d'eau qui glisse derrière une glace ou bien la nappe d'eau qui parcourt le «saut de ski» d'un barrage hydroélectrique.

Les versants de solifluction laminaire se formant en période froide (*9, 14*), c'est-à-dire pendant une période où le ruissellement n'existe pas, le façonnement de ces versants par un ruissellement en nappe continue devenait une hypothèse exclue. En réalité, les versants de solifluction laminaire se forment par la progression d'une lame continue de matériaux imbibés d'eau, c'est-à-dire par *solifluction laminaire.* Dans une lame de solifluction de ce genre, les matériaux avancent selon des directions parallèles, semblables aux filets parallèles d'une nappe d'eau continue, et ils progressent selon les lignes de plus grande pente. Les deux conditions nécessaires pour arriver au façonnement d'une surface topographique absolument plane sont donc réunies (*10, 11, 20*).

On remarquera, avant de passer à la reconstitution de la morphogenèse des grands versants concaves, la ressemblance qui existe entre une nappe d'eau continue à filets d'écoulement parrallèles et une lame de solifluction laminaire. La seule différence qui distingue ces deux phénomènes est finalement la suivante : dans la nappe de ruissellement la relation de l'eau et de la charge montre que le volume de l'eau est maximum et que le volume de la charge est minimum, la charge est en suspension dans l'eau ou entrainée par elle, — dans la lame (ou nappe) de solifluction au contraire, le volume de la charge est maximum tandis que le volume de l'eau est minimum ; l'eau en est réduite à servir de matrice et de lubrifiant aux fragments rocheux qui peuvent ainsi solifluer sous l'action de la pesanteur ; c'est la relation de l'eau et de la roche qu'on a appelée imbibition. Il est à noter encore que la relation eau/fragments rocheux dans une nappe de solifluction est susceptible de montrer des variations aussi considérables que les variations qui existent entre le volume de l'eau et le volume de la charge dans un cours d'eau. La solifluction caractérise aussi bien des sables qui sont mus par à-coups et dont la topographie est bosselée que des boues dont certaines ont une fluidité assez grandes. Il y a tous les termes de passage entre une artère d'écoulement, charriant une grosse charge et une lame de solifluction très fluide. Le critère de distinction entre ces deux modes de transport, est le suivant : dans l'écoulement, les artères constituent un réseau hydrographique qui demeure, même si l'écoulement n'est pas pérenne, — dans la solifluction au contraire, la solifluction est susceptible de changer d'axes de progression à chaque moment où elle se produit. Dans le premier cas, l'écoulement donne des formes en creux qui ne cessent de s'approfondir et de se développer latéralement ; — dans le second cas, la solifluction nivelle particulièrement toutes les parties de la topographie qui sont en relief (elles sont en effet très exposées à la gélifraction) et remblayent au contraire les parties creuses.

3° — Relations des différents types de flux de matériaux.

On a noté à plusieurs reprises les ressemblances qui pouvaient exister entre les formes de relief cryogéniques et les formes de ruissellement. Sans doute, est-il utile de regrouper ici, — en les complétant un peu et en essayant de les synthétiser —, les différents types de relations qui lient entre eux ces divers processus.

Dans tout le processus morphogénétique, il existe deux phases bien distinctes. Dans la première phase, la roche est fragmentée en éléments plus ou moins importants par des agents physiques ou chimiques (gel, dissolution,...). Dans une seconde phase, les fragments rocheux sont transportés d'une manière ou d'une autre (chûte, glissement, solifluction, ruissellement,...). Lors de son transport, les fragments

rocheux pris en charge ou non dans une masse liquide, sont susceptibles d'éroder les masses rocheuses avec lesquelles ils se trouvent en contact, — d'où des cassures, des désagrégations, des arrachements, des sapements, des usures, etc... qui jouent un rôle considérable dans l'évolution du relief.

Parmi les processus morphogénétiques, certains sont plus actifs et plus répandus que les autres à la surface du globe. Il semble qu'on puisse dire, à l'heure actuelle, que la topographie terrestre montre essentiellement des formes de relief, — fonctionnelles ou le plus souvent non fonctionnelles, — dues à la cryogenèse ou au ruissellement. La gélifraction débite la roche en fragments qui érodent à leur tour lorsqu'ils se déplacent; l'eau n'érode pas, mais assure ou facilite le transport des fragments.

L'eau peut être plus ou moins abondante. Son volume peut être très variable par rapport au volume des fragments rocheux. La relation qui existe entre ces deux volumes est une donnée fondamentale. La morphogenèse, et par conséquent les formes de relief, varient avec elle.

On peut distinguer plusieurs cas selon la proportion plus ou moins grande des fragments rocheux par rapport à l'eau. Selon ces cas, le flux des matériaux s'opère de manière différente.

A. *Le flux d'éboulis tombant en chûte libre.*

Dans ce cas, l'eau joue un rôle dans la gélifraction qui disloque la roche mais n'intervient pas dans le transport des débris. Selon que la pente du versant a plus ou moins de 33°, les fragments rocheux tombent en chûte libre ou, au contraire, glissent sur le versant. Il faut noter d'ailleurs à ce sujet que seules les roches éboulisables, — par opposition aux roches solifluables —, donnent des pentes susceptibles d'une forte inclinaison et sont capables, en même temps, de fournir des fragments assez gros auxquels on peut réserver d'une manière particulière, le nom d'*éboulis*.

Dans la perspective où l'on se place ici, on peut appeler éboulis les fragments rocheux qui sont trop gros pour que l'eau puisse remplir les vides interstitiels qui les séparent. L'eau est incapable de servir de matrice aux éboulis; elle coule entre les fragments, elle ne leur sert pas de lien.

Par conséquent, dans un flux d'éboulis tombant en chûte libre, s'exercent deux actions morphogénétiques : d'une part, les fragments rocheux qui se détachent par gélifraction, entraînent l'abaissement du versant jusqu'à ce que ce versant forme un plan uni et incliné à 33°, — d'autre part, ces mêmes fragments fendillent et cassent la roche sur laquelle ils tombent au pied du versant; ils préparent ainsi le travail de la gélifraction, l'eau trouvant des fissures par où pénétrer à l'intérieur de la roche.

Ces abords des versants raides sur lesquels les éboulis tombent en chûte libre introduisent tout naturellement à un autre processus selon lequel peut s'opérer le flux des matériaux.

B. *Le flux d'éboulis glissant sur le relief. La couverture ébouleuse.*

Lorsque les pentes topographiques ont moins de 33°, l'observation montre que l'éboulisation continue à se produire. Si ces pentes sont au-dessous de reliefs abrupts, des éboulis tombant en chûte libre s'accumulent sur elles. Si ces pentes ne sont pas dominées par de hauts reliefs, la fragmentation de la roche s'opère sur place. Dans les deux cas, il y a formation d'une «*couverture ébouleuse*» qui peut atteindre jusqu'à une dizaine de mètres d'épaisseur.

Dans cette couverture ébouleuse, les éléments qui peuvent avoir à l'origine la taille des blocs, continuent à s'amenuiser par gélifraction. Une conséquence très importante découle de cette évolution car, constater que les éléments rocheux diminuent de taille, c'est constater en même temps que les vides qui les séparent diminuent aussi de volume. Dans une couverture ébouleuse, l'eau passe d'une situation où elle ruisselle entre les éboulis à une autre situation où elle imbibe ces mêmes éboulis réduits en éléments beaucoup plus petits. Ces deux relations de l'eau aux fragments rocheux varient avec la nature des matériaux, les lieux, l'exposition, etc... Elles varient même avec les litages. Dans les «éboulis ordonnées» qui sont une variété de couverture ébouleuse parmi d'autres, les matériaux sont granoclassés, les plus gros en bas, les plus

fins en haut. L'on peut constater dans ce type de litage que l'eau percole dans les lits inférieurs alors qu'elle imbibe les lits supérieurs.

Une couverture ébouleuse montre donc toutes les situations intermédiaires entre les «*éboulis secs*» où l'eau ruisselle entre les fragments et la *couverture compacte* où l'eau lie ensemble les éléments rocheux. D'une manière générale, les éboulis secs sont dans la partie supérieure du versant, à l'endroit où ils sont tombés. Ils y demeurent jusqu'au moment où la cryoclastie les a suffisamment amenuisés pour qu'ils puissent être imbibés et qu'ils leur soient ainsi possible d'être mis en mouvement. Dans la partie inférieure du versant qui est de beaucoup la plus étendue, — la partie supérieure étant limitée à la surface où les éboulis tombent et «roulent» quelque peu, — la couverture ébouleuse est compacte et glisse lentement. En glissant, elle use la roche sur laquelle elle repose, — ou bien elle arrache les éléments de cette roche qui est toujours plus ou moins fendillée par des fissures ou des diaclases, dues à la sédimentation, à la tectonique, à l'infiltration, à la cryoclastie,... Cet arrachement s'opère d'autant mieux que la couverture ébouleuse renferme toujours plus ou moins des éléments très hétérométriques; elle se comporte comme un traineau dont la partie inférieure serait armée de dents, elle ressemble à ces traineaux armés de silex tranchants dont on se sert dans les pays méditerranéens sur les aires pour dépiquer le grain.

Le type de versant engendré par ce processus morphogénétique est semblables à celui que donne la gélifraction dans les reliefs qui ont originellement plus de 33° de pente. C'est un versant plan et uni; le profil transversal est rectiligne et l'inclinaison de ce profil va de 33° à quelques degrés.

La couverture ébouleuse montre donc le passage progressif entre les éboulis de grande taille qui tombent et roulent au pied des versants abrupts, — éboulis secs qui demeurent en place tant qu'ils n'ont pas été amenuisés, — jusqu'aux fragments de plus en plus petits qui sont susceptibles de glisser quand ils sont imbibés d'eau.

Dans ce second état où elle est imbibée d'eau et où elle glisse, «La couverture ébouleuse» est comparable à la lame de solifluction qui se produit dans les roches solifluables et qui donnent naissance aux versants de solifluction laminaire. La différence la plus importante qui

les sépare est d'ordre topographique. Le versant engendré par l'éboulisation est un immense glacis à pente plus ou moins forte, tandis que le versant auquel la solifluction laminaire donne naissance est un glacis à pente très faible à la limite amont duquel se trouve un abrupt qui se raccorde avec lui par une courbure.

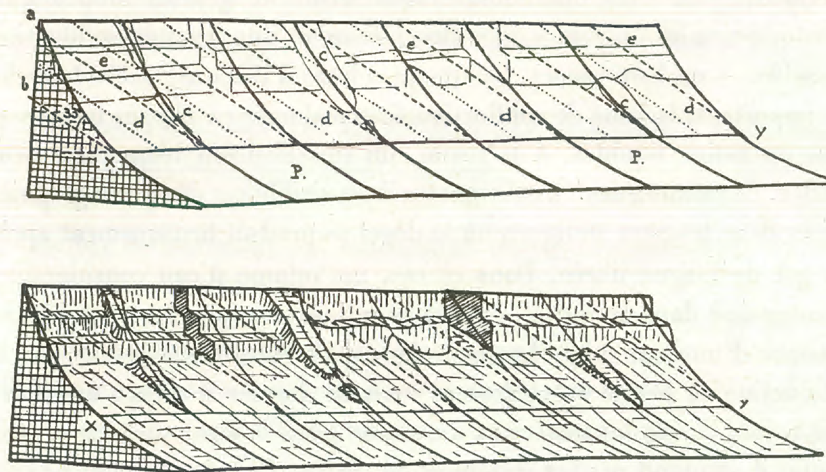


FIG. 14. GRAND VERSANT CONCAVE, À UN STADE AVANCÉ DE DESTRUCTION.

Il ne subsiste plus du grand versant primitif qu'un certain nombre de lanières (c). Le versant éboulisé (d) est largement développé, il prolonge le pédiment (P) à l'amont de la ligne XY où l'inclinaison du grand versant se relevait au dessus de 33°. La façade montagneuse (e) est très raide; en même temps, elle montre une série de corniches et de replats en relation avec les couches plus ou moins résistantes. L'érosion différentielle en effet est d'autant plus grande que le ruissellement est plus faible et que la composante latérale de ce ruissellement diminue.

(La façade montagneuse qui, en Yougoslavie, se dresse au dessus de la mer Adriatique, permet de bien étudier les grands versants concaves. Ces versants y apparaissent en effet à tous les stades d'évolution ou de remaniement par les autres systèmes géomorphogénétiques).

C. *Le flux de matériaux solifluants. La lame de solifluction.*

Le versant de solifluction laminaire évolue par ablation des matériaux dans sa partie amont constituée par un abrupt, — et par transport de ces matériaux sur le glacis qui se raccorde à l'abrupt par une courbure.

Dans l'abrupt ou escarpement du versant, la roche est disloquée par le gel en petits ou très petits éléments qui, au moment du dégel, sont entièrement imbibés d'eau. La roche perd ainsi sa compacité et se trouve transformée en un magma pâteux ou même en bouillie. Par suite, elle s'effondre par pans comme dans les sables grossiers qui glissent après sur le glacis, — ou bien elle soliflue sous forme de grosses loupes qui, anastomosées les unes avec les autres, donnent une lame de solifluction bosselée, — ou bien encore, lorsque le volume d'eau qui imbibe la roche est important, la lame de solifluction se transforme en nappes boueuses, plus ou moins liquides. A la limite, un ruissellement temporaire peut exister. Ce ruissellement a été signalé ; il est visible sur des photographies prises dans les pays arctiques où le dégel se produit brusquement après un gel de longue durée. Dans ce cas, un volume d'eau considérable, emmagasiné dans la roche, surtout si celle-ci est poreuse, est libérée presque d'un seul coup. Les matériaux sont entraînés à la fois par la solifluction et par le ruissellement mais ce dernier n'est qu'une force d'appoint, il aide les matériaux à avancer selon la ligne de plus grande pente, il ne prend pas ces matériaux en charge. Ce ruissellement ne crée pas d'ailleurs d'artères permanentes ni de résau hydrographique stable ; artères et réseaux changent à chaque dégel et même, au cours d'un même dégel, selon que les différentes parties du versant sont plus ou moins empâtées. Le ruissellement intervient alors surtout pour étaler les matériaux en aplanissant les bosses et en comblant les creux.

Désagrégés par le gel, imbibés d'eau par le dégel, les éléments rocheux forment au pied de l'escarpement une lame unique, à la surface plus ou moins bosselée selon les cas, qui progresse vers l'aval par solifluction. Ce transport s'opère sur le glacis, c'est-à-dire sur la partie du versant où l'abrupt a déjà reculé. Les glacis de solifluction ont des pentes très faibles : quelques degrés seulement, alors que les versants d'éboulisation peuvent avoir des inclinaisons proches de la subverticalité (les Aiguilles d'Arves dans les Alpes par exemple).

L'inclinaison du glacis d'un versant de solifluction laminaire varie principalement avec la nature de la roche. Elle est comprise entre deux limites : d'une part, la pente doit être suffisamment forte pour que la pesanteur joue et que les matériaux puissent solifluer, — d'autre part, la pente doit être suffisamment faible pour qu'il n'y ait pas d'ablation de matériel à opérer sur place. Le glacis est une zone de transport et non pas une zone d'érosion ; sa pente s'établit au pied de l'escarpement dans la courbure qui le raccorde à ce dernier. Lorsque l'évolution morphologique d'une région constituée de roches solifluables est terminée, le versant de solifluction laminaire ne comprend plus qu'un glacis, c'est-à-dire un plan uni à profil transversal rectiligne.

D. *Caractéristiques semblables des différents flux de matériaux et des formes de relief auxquelles ils donnent naissance.*

Les flux de matériaux ont en commun un certain nombre de caractéristiques fondamentales :

— Les matériaux partent de tous les points de la zone d'ablation, même s'il existe des variations locales dues à des cycles gel/dégel plus nombreux en un endroit et plus rares en un autre endroit. Le gel disloque la roche partout. Le flux de matériaux occupe donc au point de départ toute la largeur du relief.

— Les matériaux fragmentés avancent, sous l'effet de la pesanteur, droit devant eux. Autrement dit, ils glissent ou solifluent vers l'aval selon les lignes de plus grande pente. Les *filets de glissement ou de solifluction,* — correspondant aux *filets d'écoulement* dans le ruissellement, — suivent donc ces lignes de plus grande pente et sont perpendiculaires aux courbes de niveau. Il en résulte que le flux de matériaux continue à occuper toute la largeur du relief dans la zone de transport comme c'était le cas déjà dans la zone d'ablation.

— Au stade de l'imbibition, l'eau sert de matrice ou de lien aux éléments rocheux disloqués. Elle agit comme un lubrifiant qui facilite la progression des fragments rocheux. Selon l'abondance de l'eau d'imbibition, les fragments rocheux glissent, solifluent, progressent à la manière d'une nappe de boue, ou engendrent même à la limite quelques artères superficielles de ruissellement temporaire, dont l'effet principal est d'étaler les matériaux. Toutes ces modalités d'avancée relèvent de la

solifluction au sens large du terme. La solifluction cesse et le ruissellement vrai commence lorsque les fragments rocheux ne sont pas seulement imbibés par l'eau mais quand ils sont pris en charge par l'eau, c'est-à-dire en suspension dans celle-ci. A ce moment là, le transport des matériaux devient beaucoup plus rapide et les fragments rocheux, entrainés par l'écoulement, cessent de former un manteau continue sur le relief.

En même temps, à cause de sa fluidité et de la rapidité même de son écoulement, l'eau (et les matériaux qu'elle entraîne) est détournée très souvent des lignes de plus grande pente par des aspérités très peu importantes du relief. Il en résulte un écoulement par artères distinctes et par chevelu de talwegs qui se substitue à l'écoulement sur toute la surface du relief qui caractérise l'eau imbibant les couvertures ébouleuses ou les lames de solifluction.

— La forme de relief fondamentale modelée par les flux de matériaux qui viennent d'être analysés plus haut, est le glacis, c'est-à-dire le grand plan à la surface unie et au profil transversal rectiligne. C'est vers ce plan que tendent les reliefs escarpés en proie à la gélifraction et à l'évacuation des matériaux par chûte libre, — ou bien les versants recouverts d'une couverture ébouleuse, — ou encore les versants de solifluction laminaire.

A la limite, on peut se demander si ce n'est pas la forme de relief vers laquelle tendrait aussi un ruissellement où l'abondance de l'eau serait telle que l'écoulement ne se concentrerait pas en artères distinctes mais ne constituerait qu'une nappe unique, aussi étendue que le relief sur lequel elle s'écoulerait. Cette forme de relief est le grand versant concave de ruissellement comme on peut l'établir par la convergence de plusieurs arguments.

II B. LE PROCESSUS MORPHOGÉNÉTIQUE DES GRANDS VERSANTS CONCAVES.

Les arguments qui permettent de reconstituer le morphogenèse des grands versants concaves sont les suivants. Ils découlent d'observations qui demanderaient encore à être complétées et élargies mais qui sont suffisamment précises pour avoir déjà une valeur probante.

1° — L'existence actuelle de nappes de ruissellement à filets d'écoulement parallèle.

Il est possible de voir parfois des nappes de ruissellement à filets d'écoulement parallèles. On a pu en observer un exemple le 6 septembre 1965 à Mostar (Dalmatie).

Dans cette ville, la grande rue qui descend vers le pont a une pente de 5 à 6 m. pour 100 m. La chaussée est rectiligne sur 150 m. environ. Elle mesure 7 m. 50 de largeur entre les deux trottoirs qui l'encadrent et qui ont 15 cm. de hauteur. Le profil transversal de la chaussée est convexe (fig. 15, I, II). Sa partie centrale (BCD) a 3 m. 50 de largeur et ne montre qu'un bombement assez faible. Les parties latérales au contraire (AB et DE) ont une largeur de 2 m. chacune et une pente transversale assez forte. La chaussée est goudronnée et sa surface est unie.

— Le 6 septembre 1965, la pluie s'est déclenchée en ce lieu à 17 h. 30 avec une très grande brusquerie et s'est révélée, tout de suite très violente. Elle a duré de 30 à 40 minutes.

Très vite, — au bout de 5 ou 10 minutes seulement —, le ruissellement était général sur la chaussée malgré la convexité de celle-ci. La nappe de ruissellement mesurait 10 cm. d'épaisseur le long des trottoirs et de 1 à 2 cm. (peut-être même 3 cm. quand la pluie atteignit son maximum) au milieu de la chaussée. On n'a pas pu mesurer la hauteur exacte du centre de la chaussée (C) par rapport aux bords de celle-ci (A et D). Si cette hauteur est égale à 7 ou 8 cm., (hypothèse de la figure 15, I), la nappe de ruissellement avait une surface dont le profil transversal était horizontal. Il ne semble pas que cela soit le cas et il est très probable que la hauteur du point C au dessus des points A et D soit de 10 cm. et même plus (hypothèse de la figure 15, II). C'est cette hypothèse qui, à l'observation immédiate paraissait la plus vraisemblable et qui s'accorde le mieux également avec la manière dont s'est opéré l'écoulement tel qu'on va le décrire.

— Le ruissellement se faisait sous la forme d'une lame d'eau dont la surface était unie tant que le débit a été fort. Les filets d'écoulement étaient parallèles comme le montraient les morceaux de papier, les brindilles de bois ou de paille, ainsi que les débris de toutes sortes, entraînés

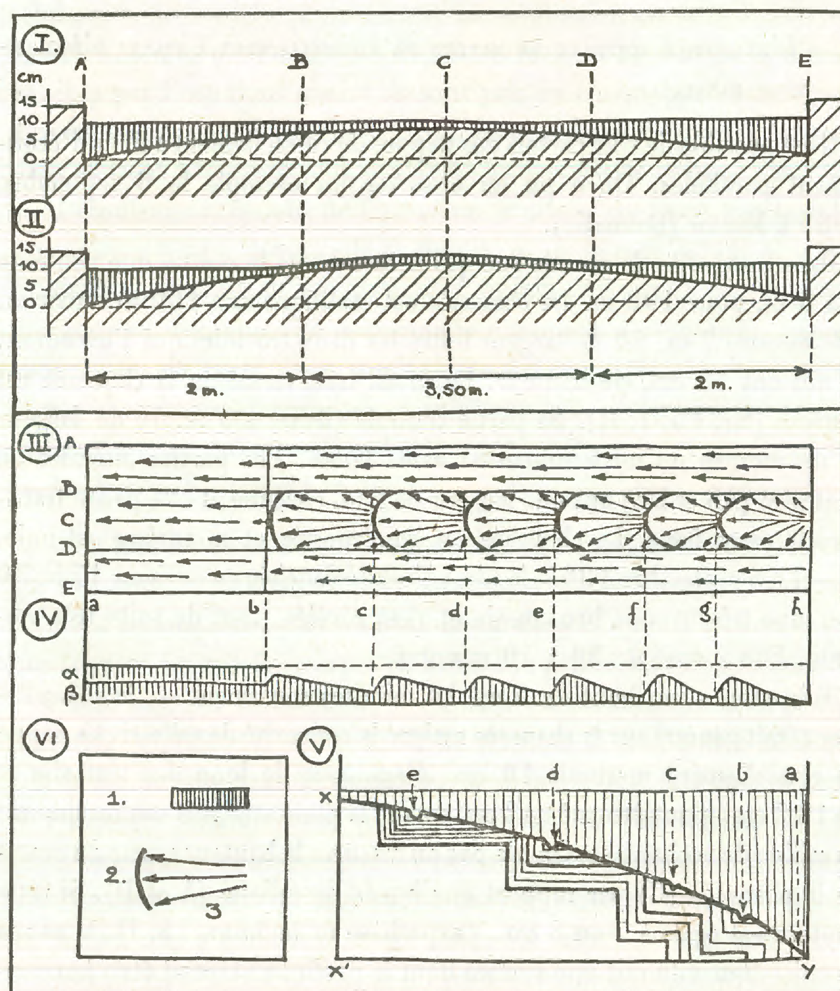


Fig. 15. Ruissellement en nappe à Mostar (Dalmatie) le 6 septembre 1965.

VI. Légende — 1. Nappe de ruissellement. — 2. Front d'écoulement ou front de nappe. — 3. Filets d'écoulement.

I. Coupe transversale de la chaussée dans l'hypothèse où le centre de cette chaussée (C) est plus bas que la surface supérieure de la nappe en A et E. Dans ce cas, cette surface est plane sur toute sa largeur depuis A jusqu'à E.

II. Coupe transversale de la chaussée dans l'hypothèse (probable) où le centre (C) est au dessus de la surface supérieure de la nappe en A et en E. Dans ce cas, la surface de la nappe est plane sur les bords, en AB et en DE mais elle est bombée en BCD où elle coule plus haut que sur les côtés.

III. Direction des filets d'écoulement (Vue en plan). Les lettres A, B, C, D, E renvoient aux figures I et II.

Tant que le ruissellement est fort (section ab), tous les filets d'écoulement sont parallèles, quelle que soit leur position sur la chaussée bien que celle-ci soit bombée.

Lorsque le ruissellement faiblit (sections bh), les filets commencent à diverger dans la partie centrale de la chaussée (BD) où la nappe a l'épaisseur la plus faible et où la résistance est la plus grande. Les fronts d'écoulement sont d'autant plus convexes et les filets d'autant plus divergents que le ruissellement diminue de vitesse.

IV. Coupe longitudinale de la nappe dans la partie centrale de la chaussée. Dans la section ab, la nappe a des filets d'écoulement parallèles et sa surface est unie ; $\alpha\beta$ représente une tranche d'eau susceptible de ruisseller dans être déformée par la résistance qu'oppose la chaussée, β au contraire est la tranche d'eau qui ne peut ruisseler sans être déformée et sans que les filets d'écoulement divergent. — Dans les sections de b à h, cette tranche d'eau montre des fronts d'écoulement, suivis par des corps de nappe beacoup plus bas. Les fronts de nappe sont d'autant plus élevée et les corps de nappe d'autant plus creusés que la vitesse du ruissellement diminue, c'est-à-dire que croît la résistance opposée par la chaussée.

V. Erosion du relief de la chaussée. Le profil de ce relief (XY) est courbe. Il comporte des micro-reliefs (a, b, c, d, e). La charge transportée par le ruissellement creuse sur toute la surface de la chaussée ; toutefois elle creuse dans les parties basses où se trouvent la plus grande partie et les éléments les plus gros de cette charge, plus que dans les parties hautes. Le creusement tend vers le profil d'équilibre longitudinal (X'Y) mais il le fait par un creusement momentanément plus accentué des parties basses. — En même temps, la composante latérale aplanit, et cela principalement sans doute, à partir des micro-reliefs. — Au terme de l'évolution, le bombement est supprimé. La nappe de ruissellement coule sur un fond plat (X'Y) semblable au fond plat d'une vallée.

par le courant. Les pentes latérales de la chaussée, pourtant fortement bombée, ne provoquaient aucune déviation dans l'écoulement tant que celui-ci a été rapide. La vitesse de ruissellement (20 à 25 km/h.) était supérieure à celle d'un homme qui court rapidement (15/20 km/h.) comme on pouvait le constater en voyant les passants s'enfuir.

— Lorsque la pluie diminua d'intensité, les modalités du ruissellement commencèrent à varier. Sur les parties latérales de la chaussée (fig. 15, III et IV), les filets d'écoulement demeurèrent parallèles. Dans la partie centrale de la chaussée (BD) ces filets commencèrent au contraire à devenir de plus en plus divergents. En même temps, il se formait des fronts d'écoulement en arrière desquels la nappe d'eau s'amincissait. Ces fronts devinrent d'autant plus convexes et les filets, d'autant plus divergents que le débit faiblissait. Cette évolution provoquait simultanément un amincissement de plus en plus grand de la nappe à l'arrière des fronts. Cet amincissement toujours plus grand amenait à son tour une disparition momentannée de la nappe qui se fragmentait ainsi en nappes successives, distinctes les unes des autres.

Cette évolution s'explique aisément. Lorsque la lame d'eau est suffisamment épaisse et surtout lorsque sa vitesse est élevée, la résistance opposée au ruissellement par le frottement de l'eau sur la chaussée est très faible ou même pratiquement nulle. Quand au contraire, le débit diminue, la résistance due au frottement augmente rapidement et se fait sentir surtout dans la partie inférieure de la nappe (α) tandis que la partie supérieure (β) continue à s'écouler rapidement, la surface sommitale de la nappe demeurant continue et unie. Si la diminution du débit s'accentue toujours, un moment vient où la nappe est freinée sur toute son épaisseur, par la résistance due au frottement. La nappe ne peut plus vaincre cette résistance et continuer à avancer que si elle se renforce à l'avant par des *fronts d'écoulement*. L'observation a montré que l'apparition de ces fronts correspond en même temps à la divergence des filets d'écoulement, sollicités par les pentes transversales et à l'amincissement de plus en plus grand du corps de la nappe. Au terme de l'évolution, la nappe jusqu'alors unique et continue se fragmente donc en nappes successives où le front d'écoulement, devenu *front de nappe,* précède le *corps de la nappe* qui est de plus en plus mince et qui finit par dissocier

lui-même à l'arrière en *queue de nappe*. D'autre part, la divergence de plus en plus marquée des filets d'écoulement provoque un écoulement par artères distinctes qui a lieu dans les endroits où l'eau peut s'accumuler le plus facilement, — ici les parties latérales de la chaussée.

— L'exemple qu'on vient de donner montre qu'on peut observer à l'heure actuelle dans certains cas très favorables, de véritables nappes de ruissellement, c'est-à-dire des nappes à surface continue dont les filets d'écoulement sont parallèles. Les faits observés à Mostar le 6 septembre 1965, l'ont été de nouveau à Beyrouth le 13 octobre de la même année. Ce jour-là, une pluie extrêmement brutale s'est abattue sur cette ville entre 10 h. et 11 h. du matin. Dans le quartier de Ras Beyrouth, cette pluie a donné naissance à une nappe de ruissellement qui s'écoulait par une rue très en pente vers l'Avenue de Paris, située en bordure de la mer. La quantité d'eau précipitée était telle que le ruissellement continua à s'opérer en nappe à filets d'écoulement parallèles pendant toute la demi-heure qui suivit la cessation de la pluie.

Ces deux exemples montrent que les nappes de ruissellement, en dehors des cas artificiels (saut de ski des barrages hydro-électriques), ne se produisent pratiquement plus à l'heure actuelle que sur des surfaces très limitées à la suite de pluies brusques et massives, tombant sur les topographies unies comme il n'en existe pratiquement que dans les rues des villes. Dans ce cas, la topographie sur laquelle l'eau s'écoule est simple, le sol n'est pas perméable, ni même poreux, enfin la résistance, opposée par le frottement de l'eau, est réduite au minimum.

On n'a jamais observé d'exemples semblables de ruissellement dans des régions naturelles, même lorsque les pluies étaient aussi violentes qu'elles l'ont été à Mostar et à Ras Beyrouth en 1965. Ainsi le 20 Octobre 1963, une pluie aussi forte, ou même plus forte encore que ces dernières, a été observée le long de la route qui va de la région d'Alep à Alexandrette par Bab el Hawa, Kirik Khan et le col de Beilan. Cette pluie n'a donnée naissance à aucune nappe de ruissellement véritable quoique les phénomènes qu'elle a provoqués, étaient plus spectaculaires, d'une certaine façon, que les phénomènes décrits à Mostar et à Beyrouth : tous les points bas du relief dans la plaine de l'Amouk étaient inondés ; les moindres ruisseaux coulaient à plein bord ; enfin, au débouché des

ravins qui descendent sur le revers de l'Amanus entre Kirik Khan et la bifurcation de la route menant au col de Beilan, la grande route bien que située à 1 km de la lisière de la montagne, était recouverte d'un manteau de terre et de cailloux, épais de 25 à 30 cm.

Cette pluie avait entrainé des inondations et des nappes locales à filets d'écoulement divergents, l'ensemble de l'écoulement cependant avait continué à s'opérer par artères distinctes les unes des autres. Dans les conditions actuelles, les masses d'eau précipitées à terre se perdent en grande partie à saturer les vides de la roche ou du sol avant de pouvoir s'écouler sur la surface topographique. Quand elles commencent à ruisseler, la quantité d'eau qui reste disponible pour l'écoulement superficiel est tout au plus capable de faire entrer en crue fleuves ou rivières, ou bien de créer des nappes locales à filets divergents aux endroits où les torrents débouchent des montagnes, ces masses d'eau ne sont plus capables de donner naissance à de véritables nappes sur toute la surface d'un versant montagneux.

On n'a pas le droit pour autant de conclure des faits actuels à l'impossibilité de l'existence ancienne d'un pareil ruissellement, surtout quand on sait, comme on l'a rappleé précédemment, que le ruissellement, au début du Villafranchien, entrainait des volumes d'eau infiniment plus grands que maintenant.

— Si les cas de véritables nappes de ruissellement sont si rares et d'une durée aussi limitée, il est bien évident qu'il n'est pas possible d'observer la manière dont ces nappes érodent le relief. La morphogenèse de ces nappes ne peut donc qu'être inférée de la façon dont l'érosion par ruissellement agit habituellement.

En se plaçant dans le cas de la chaussée de Mostar sur laquelle on a décrit le ruissellement en nappe qui s'y était produite à la suite d'une pluie violente, on peut penser qu'un ruissellement semblable répété fréquemment produirait les effets suivants qui seraient d'autant plus puissants et rapides que la force érosive déployée est considérable. Cette force croit en effet proportionnellement à la masse de l'eau écoulée et au carré de la vitesse de l'écoulement (mv^2), or dans le cas du ruissellement en nappe, ces deux facteurs sont considérables.

La composante verticale ou de creusement agit de façon habituelle,

c'est-à-dire que le ruissellement érode et tend à faire acquérir au relief un profil correspondant au profil d'équilibre longitudinal. Toutes les sections du relief une fois modelées par le ruissellement auront un profil semblable, profil incurvé comme un profil d'équilibre longitudinal. L'érosion cependant étant plus forte que la charge est plus grande, c'est là où la lame d'eau est la plus épaisse que l'érosion a des chances d'atteindre les effets maximum. Pour prendre l'exemple de la chaussée de Mostar, c'est sur les bords (soit en A et E sur la fig. 15, I, II, — en Y sur la fig. 15, V) que le profil a le plus de chance d'être le plus vite atteint, alors qu'il ne le sera que plus tard en haut de la chaussée (BCD). La composante de creusement accentue donc les inégalités de la topographie sur laquelle coule la nappe ; les profils d'équilibre longitudinaux de chaque section de la surface topographique ne sont donc pas tous à la même hauteur. C'est la composante latérale qui uniformise le relief à ce dernier point de vue.

La composante latérale ou composante d'aplanissement intervient ici également ; un torrent sape une berge aussi bien dans la partie qui est sous l'eau que dans la partie qui est au dessus de l'eau. Le sapement même n'a vraiment lieu que dans la partie qui est sous l'eau, la partie qui émerge par effondrement parce que sa base a été creusée latéralement. Sur la chaussée qui a été choisie comme exemple, la surface, bien que très unie, comporte cependant des rugosités, des aspérités ou des micro-reliefs (fig. 15, V). Quand ceux-ci sont en saillie, ils sont éliminés rapidement, aussi ne les a-t-on pas représentés sur la figure. Quand au contraire, ils sont en creux (a, b, c, d, e), ils servent de points de départ à l'évolution morphologique. Le frottement agit à partir de ces encoches et fait reculer leur paroi latérale, en même temps que la composante verticale abaisse la base de ces micro-reliefs. On peut penser ici encore que l'érosion est d'autant plus puissante que les micro-reliefs sont situés plus bas, car c'est évidemment dans la partie inférieure de la nappe que se trouvent les éléments les plus nombreux et les plus gros de la charge et que la vitesse de ces éléments a le plus de chance d'être maximum. Tous les reliefs submergés doivent donc être finalement aplanis. Le relief primitif (XY) avec son bombement et ses micro-reliefs tend vers une ligne X'Y qui est une droite. L'évolution morphologique aboutit à un

relief aplani incurvé où tous les profils d'équilibre longitudinaux sont à la même hauteur.

Cette interprétation est corroborée par deux catégories d'observation.

2° — Les pédiments.

Les pédiments, comme on l'a vu plus haut, se forment à l'aval des cônes rocheux (fig. 6). Ils correspondent à la zone du relief où les cônes s'anastomosent les uns avec les autres et où chacun de ces cônes perd son individualité propre.

Dans la zone des cônes rocheux, chaque cône montre des courbes de niveaux convexes et concentriques. Le profil de cette zone, observé le long de la montagne, est constitué par une suite de dos d'âne. Dans la zone du pédiment au contraire, les courbes de niveau ne manifestent plus aucune convexité vers l'aval. Elles sont rectilignes et parallèles entre elles, parallèles aussi avec la bordure primitive de la montagne. Aucune variation du relief n'existe plus dans le pédiment en face des vallées qui débouchent à l'amont.

Cette morphologie s'explique par le fait que l'écoulement de l'eau étroitement contenu dans les vallées à l'intérieur de la montagne, s'étale dans les entonnoirs de débouché et sur les cônes rocheux pour former des nappes à filets divergents ; c'est d'ailleurs cet étalement de l'écoulement qui donne naissance aux entonnoirs et aux cônes. A la sortie de la montagne, ces nappes fusionnent les unes avec les autres pour donner une nappe unique qui recouvre tout le relief. Dans cette nappe, les filets d'écoulement sont parallèles et non plus divergents ; ils modèlent un relief, — le pédiment —, qui est un grand plan incliné au profil transversal légèrement incurvé. Le pédiment fournit donc la preuve qu'il existe dans la nature une forme de relief façonnée par une nappe de ruissellement à filets d'écoulement parallèles. Cette forme de relief est conforme à l'idée que les lois générales de l'érosion par ruissellement permettaient déjà de s'en faire.

Le pédiment succède ordinairement à un massif montagneux dans lequel se trouvent des vallées. Il montre que la nappe de ruissellement unique qui s'étale sur lui fait suite à un ruissellement par artères distinctes. Le même volume d'eau qui, dans les zones basses, peut s'étaler parce

que la pente est moins forte et que sa vitesse est plus faible, doit au contraire se concentrer dans la montagne où les pentes sont plus accentuées et où les vitesses sont très supérieures. La transition entre l'écoulement par artères distinctes et l'écoulement en nappes s'opère sur les cônes rocheux. Rien n'empêche cependant de faire l'hypothèse d'un volume d'eau assez grand pour élargir les vallées au point de supprimer les interfluves existant entre celles-ci. Dans ce cas, le ruissellement en nappe n'existerait pas seulement sur le pédiment mais aussi dans la zone montagneuse située à l'amont.

L'existence des bassins-cônes montre une réalisation plus ou moins avancée de cette hypothèse.

3° — Les bassins-cônes.

Dans les montagnes, constituées par un relief très diversifié : anticlinaux, synclinaux, bassins de subsidence, extrusions volcaniques, fragments de pénéplaine,... il n'existe aucune chance de rencontrer une nappe de ruissellement unique, même à la fin de l'évolution morphologique. Un tel massif montagneux conserve toujours un système de vallées qui coïncident avec les grandes dépressions structurales. Les nappes de ruissellement ne peuvent avoir existé que sur des façades montagneuses, c'est-à-dire sur les grands versants préparés par la tectonique : flancs d'anticlinaux, abrupts de faille, retombées du relief dues à des flexures.

On a signalé que, c'est sur de telles façades, que sont observables les bassins-cônes. Ces bassins-cônes fournissent des exemples de ruissellement qui manifestent un passage progressif d'un écoulement, à filets convergents dans le bassin de réception, à filets parallèles dans la vallée, à filets divergents sur le cône rocheux (fig. 8, I, A, B, C), à un écoulement où tous les filets sont parallèles sauf dans la partie située tout à fait à l'amont du bassin-cône (fig. 8, I, D). Cette évolution est même susceptible d'atteindre des stades plus avancés : l'ensemble des filets, d'abord parallèles, peuvent devenir divergents, ce qui amène un rétrécissement de plus en plus prononcé des surfaces inter-bassins-cônes (fig. 8, I, E, F).

De là, on a vu qu'on pouvait faire l'hypothèse de bassins-cônes assez nombreux sur un versant pour que ces bassins-cônes en arrivent à se

recouper les uns les autres. Des découvertes et des observations de telles séries de bassins-cônes sont encore à faire pour que l'évolution morphologique, décrite dans ce cas, soit pleinement confirmée (fig. 8 II, A à G). Comme on l'a signalé, cette évolution aboutirait à la formation d'un grand versant concave [1].

Cette évolution est d'ailleurs très semblable à celle des entonnoirs des débouchés de vallée qui ne cessent de s'agrandir, de se recouper les uns les autres et d'amenuiser les éperons qui subsistent entre eux (fig. 5, III; 6).

Cette évolution ressemble aussi à celle des versants de solifluction laminaire. Dans ces versants, les matériaux s'effondrent d'une manière ou d'une autre, puis glissent droit devant eux. En s'effondrant, ils ouvrent souvent des niches temporaires dans le relief qui ont une certaine ressemblance avec les bassins-cônes quoique dans le cas de ces niches et de leur recoupement mutuelle les unes par les autres, l'évolution soit beaucoup plus rapide.

C'est toutefois à l'évolution des versants d'éboulisation, surtout si ces versants ont une pente assez forte, que ressemble le plus l'évolution morphologique d'une façade montagneuse creusée par des bassins-cônes. Dans ce dernier cas, l'on a dit qu'il restait à trouver des exemples où les bassins-cônes soient suffisamment nombreux pour justifier la reconstitution morphogénétique représentée sur la figure 8, II. Dans le premier cas au contraire, les exemples abondent dans la nature (fig. 12). Il est facile d'observer sur des façades montagneuses tous les stades de transition qui peuvent se produire dans l'évolution : l'apparition des évasements aplanis (d) en bas de versants, évasements qui sont des équivalents des bassins-cônes, — les couloirs d'éboulis (c) qui aboutissent à ces évasements et qui s'élargissent de plus en plus sous l'effet du flux d'éboulis, — le recoupement des évasements les uns par les autres (d)

[1] Cet article était déjà rédigé lorsque de nouvelles observations ont permis de constater le bien-fondé de l'évolution morphologique, présentée ici encore comme hypothétique, au moins en partie. Ces observations, qui sont en cours, portent sur des phénomènes morphogénétiques qui n'ont pas encore été mis en rapport avec les phénomènes de ruissellement. Ils s'y rattachent cependant et fournissent une démonstration directe de la solution qu'on vient de proposer.

avec les éperons intermédiaires (e) semblables aux éperons intercônes, — la destruction de ces éperons intermédiaires qui provoquent l'anastomosation de plusieurs évasements (g), — l'extension toujours plus grande de la zone aplanie qui finit par correspondre à toute la surface de la façade montagneuse (fig. 13).

Les deux évolutions, celle des bassins-cônes, — encore en partie hypothétique (fig. 8, II) — et celle des évasements d'éboulisation, — facilement observable et contrôlable, — sont donc très similaires. Les figures 5, 6 et 8, II qui représentent les principales caractéristiques de la morphologie et de la morphogenèse dues au ruissellement trouvent un équivalent dans la figure 12 qui montre l'évolution d'un versant d'éboulisation.

III. CONCLUSION

Au terme de cette enquête, il semble légitime de conclure que les grands versants concaves ont bien été modelés par des nappes de ruissellement à filets d'écoulement parallèles, recouvrant toute la façade montagneuse aux dépens de laquelle ils ont été façonnés. Ils sont l'équivalent des versants d'éboulisation et des versants de solifluction laminaire lorsque ceux-ci ont atteint le terme de leur évolution. Ils sont semblables parce que dans les deux cas, la morphogénèse aboutit finalement à un plan topographique dont la surface est unie. Ils sont dissemblables parce que les versants d'éboulisation et de solifluction laminaire ont un profil transversal rectiligne tandis que le profil transversal des grands versants de ruissellement est concave. La différence de profil est certainement en dépendance directe de la manière dont opère l'érosion et qui varie avec la relation existant entre le volume de l'eau et le volume des matériaux. Dans les versants d'éboulisation et de solifluction laminaire, l'eau intervient seulement comme liant et comme lubrifiant dans la couverture ébouleuse ou dans la lame de solifluction ; c'est l'état dénommé «imbibition» où la pesanteur agit principalement sur les matériaux, l'eau ne faisant que faciliter le mouvement de ceux-ci. Dans les grands versants de ruissellement, la pesanteur agit au contraire principalement sur l'eau qui entraine les matériaux à une vitesse beaucoup plus grande que la vitesse qu'ils atteindraient s'ils étaient livrés à eux-mêmes.

L'incurvation qui distingue le grand versant et les versants d'éboulisation et de solifluction laminaire, est certainement en dépendance de la façon dont l'eau agit dans l'un et dans l'autre cas, c'est-à-dire selon qu'il y a ruissellement ou seulement imbibition. Le problème mériterait évidemment d'être analysé d'une façon plus précise.

Concrètement les grands versants concaves bien conservés sont, à l'heure actuelle, relativement rares. Façonnés au début du Villafranchien, ils n'ont pu subsister que dans les régions où existent des roches résistantes et où la tectonique les a mis à l'abri du ruissellement venant des régions situées plus à l'amont. Même lorsque cette protection a joué, les grands versants ont été plus ou moins retouchés ; il est rare que leur partie supérieure n'ait pas été éboulisée ; il est rare également que ces versants n'aient pas été tronçonnés, au moins de loin en loin, par des vallées venant de l'arrière pays. Quand ces vallées se multiplient ce qui est le cas le plus général, le grand versant ne subsiste plus que sous forme de tronçons successifs (fig. 10, I), ou même de lanières-interfluves (fig. 10, II, a-h), ou plus simplement encore de profils interfluves (i, j, k), profils qui peuvent être déjà plus ou moins dégradés (l, m). Lorsque l'érosion postérieure au façonnement a été encore plus poussée, d'autres retouches s'ajoutent à celles de l'éboulisation et du découpage par les vallées. Le relief peut avoir été façonné à partir d'un grand versant concave (fig. 14) dont il ne subsiste plus que des lanières (c) et un nouveau pédiment (d) a pu se former, pédiment qui coïncide à l'aval avec le pédiment (P) de l'épicycle antérieur. Quant à la façade montagneuse, l'érosion différentielle a mis plus ou moins en valeur les couches statigraphiques selon le degré de dureté qui caractérise chacune de ces couches (e).

Les grands versants concaves n'ont laissé le plus souvent que des vestiges, mais ces reliques sont extrêmement importantes à découvrir, à observer, à analyser et à interpréter, car elles livrent non seulement une forme de relief primitive et l'évolution postérieure de cette forme, — étude qui est l'objet même de la géomorphologie, — mais encore un point de repère capital dans la datation du rélief puisque les grands versants concaves ont été façonnés seulement au Villafranchien I et au Villafranchien II.

BIBLIOGRAPHIE

1. (1947). Les terrasses d'abrasion marine de la côte libanaise. *Bulletin de la Société royale de géographie d'Egypte,* t. XXII, pp. 21-85, 3 figures dans le texte, XI planches photographiques hors-texte, 3 cartes au 1/100.000° en pochette.
2. (1954 a). Les terrasses d'abrasion marine de la côte syrienne. *Revue de géographie alpine,* t. XLII, fasc. 4, pp. 633-664, 2 planches hors texte.
3. (1954 b). Le Liban (Montagne libanaise, Bekaa, Anti-Liban, Hermon, Haute Galilée libanaise). Etude de géographie physique. 22,5 × 30 cm. — 1 volume de texte : 367 pages, 47 figures ; 1 pochette : 8 planches ; 1 album de photographies : 121 planches.
4. (1957). Plateaux, plaines et dépressions de la Syrie intérieure septentrionale (Du parallèle d'Alep au parallèle de Homs). Etude morphologique. *Bulletin de la Société de géographie d'Egypte,* t. XXX, pp. 97-235, 5 figures, 5 planches hors-texte, 6 planches photographiques.
5. (1958). La structure et le modelé de la Bekaa. Seconde étude complémentaire. *Bulletin de la Société de géographie d'Egypte,* t. XXXI, pp. 5-65, 5 figures, 4 planches hors-texte, 3 planches photographiques.
6. (1961). Further Contributions to the Geomorphology of Cyprus. *Annual Report of the Geological Survey Department for the Year 1960,* pp. 23-34, 7 figures.
7. (1962). Notes on the Geomorphology of Cyprus (Research during 1961). *Annual Report of the Geological Survey Department for the Year 1961,* pp. 28-34, 9 figures.
8. (1963 a). Sur la nappe alluviale pré-rissienne du Levant et l'âge de la terrasse d'abrasion marine de 60 m. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences,* t. 256, pp. 1132-1135.
9. (1963 b). Sur la succession des processus morphogénétiques en Méditerranée au cours d'une glaciation Quaternaire. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences,* t. 256, pp. 2879-2882.
10. (1963 c). Sur les caractéristiques morphologiques des versants périglaciaires non fonctionnels de solifluction laminaire («glacis d'érosion en roches tendres»). *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences,* t. 256, pp. 3163-3166.
11. (1963 d). Sur la morphogenèse des versants périglaciaires non fonctionnels de solifluction laminaire («glacis d'érosion en roches tendres»). *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences,* t. 256, pp. 3329-3332.

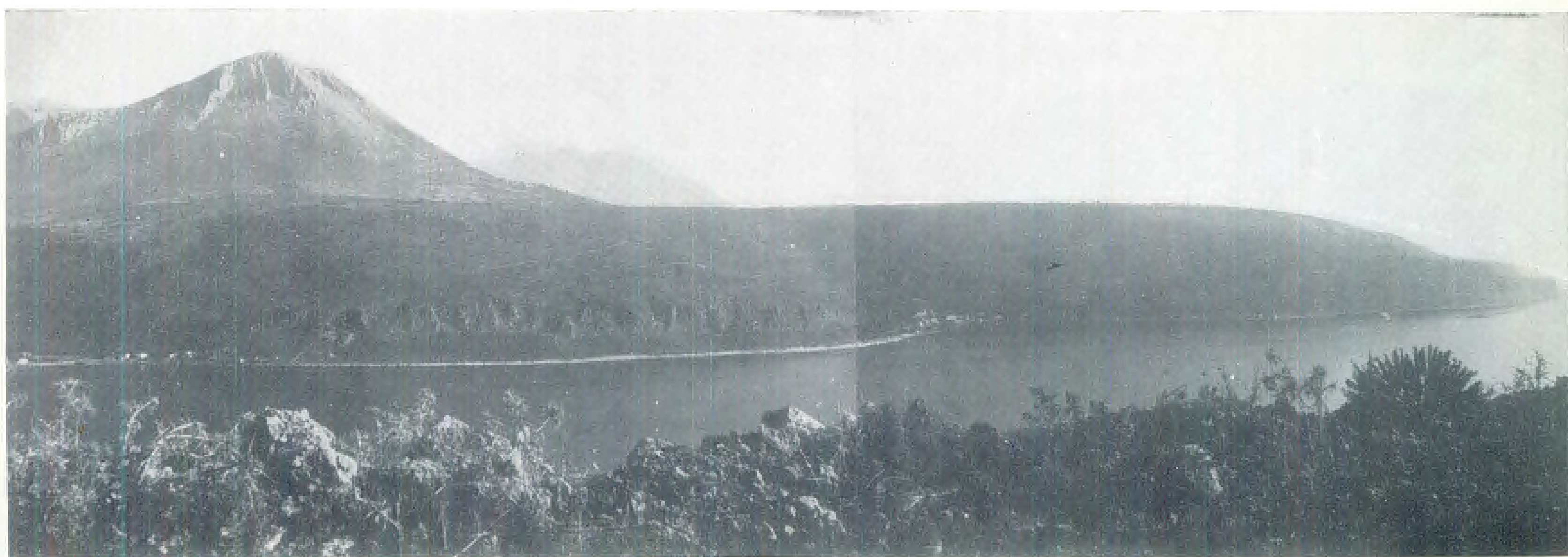
12. (1963 e). La nappe alluviale pré-rissienne du Levant et l'âge de la terrasse d'abrasion marine de 60 m. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* t. V, fasc. 3, pp. 161-173, 2 figures dont 1 planche hors texte.
13. (1963 f). Chronologie des dépôts paléolithiques stratifiés du Liban et de la Galilée. *Israël Exploration Journal,* vol. 13, n° 3, pp. 195-207.
14. (1963 g). Phénomènes périglaciaires à Chypre et formation des glacis en période froide. *Revue de géomorphologie dynamique,* XIVe Année, n° 4, 5, 6, pp. 72-80, 3 figures.
15. (1964 a). Sur les caractéristiques morphologiques des versants cryogéniques de nivellement par éboulis («Versants de Richter»). *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences,* t. 258, pp. 1856-1859.
16. (1964 b). Sur la morphogenèse des versants cryogéniques de nivellement par éboulis («Versants de Richter»). *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences,* t. 258, pp. 2131-2134.
17. (1964 c). Sur l'existence, en Méditerranée Orientale durant le Villafranchien, de quatre séries de formes emboîtées correspondant à quatre niveaux de base successifs à altitude décroissante. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences,* t. 258, pp. 4809-4812.
18. (1964 d). La morphologie de ruissellement aréolaire. *Bulletin de la Société de Géographie d'Egypte,* t. XXXVI, pp. 137-178, 8 figures, 3 planches hors-texte, II planches photographiques.
19. (1964 e). Phénomènes cryogéniques et systèmes morphogénétiques en Méditerranée Orientale (Chypre, Galilée). *Revue de Géographie physique et de géologie dynamique* (2), vol. VI, fasc. 4, pp. 291-311, 1 tableau hors-texte, 6 figures.
20. (1964 f). La dépression du Houlé. Etude morphologique. *Bulletin de la section de géographie.* Comité des Travaux historiques et scientifiques, t. LXXVI, Année 1963, pp. 499-551, 5 planches.
21. (1965 a). Observations et remarques sur les «glacis». *Revue de Géographie alpine,* t. LIII, fasc. 2, pp. 205-243, 4 figures.
22. (1965 b). Sur l'importance morphogénétique respective des quatre épicycles d'érosion du Villafranchien en Méditerranée Orientale. *Cahiers géologiques,* nos 75-76, pp. 871-875.
23. (1965 c). Sur l'existence, en Méditerranée Orientale durant le Villafranchien, de quatre périodes froides en correspondance avec des mouvements eustatiques. *Cahiers géologiques,* nos 75-76, pp. 866-870.
24. (1965 d). Phénomènes cryogéniques en Israël. *Revue de Géographie physique et de géologie dynamique* (2), vol. VII, fasc. 4, pp. 295-309.
25. (1968 a). Phénomènes karstiques en Méditerranée orientale. Mémoires et Documents — Editions du Centre National de la Recherche Scientifique. Année 1967. Nouvelle série. Volume 4. pp. 194-282, 17 figures, 2 tableaux

dont 1 hors-texte, VI planches photographiques, 2 cartes en couleurs hors-texte.
26. (1968 b). Questions de géomorphologie en Israël. Communication écrite de M.E. de Vaumas à propos de la communication de M.J. Dresch. *Bulletin de l'Association de Géographes français,* n° 362-363, pp. 167-180.
27. (1968 c). Recherches sur le modelé cryohydrique et cryofluvial. *Biuletyn peryglacjalny,* n° 17, pp. 227-301, 8 figures.
28. (1966). Phénomènes cryogéniques de la côte libanaise. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* (à paraître).
29. (1969). Essai de classement synthétique des phénomènes et des formes de relief glaciaires. *Revue de Géographie alpine,* vol. LVII, fasc. 3, pp. 435-464.



Grand versant concave de ruissellement au Nord de Pyrgos Dyrou (Magne occidental, Grèce).
Le versant est éboulisé. A l'extrême gauche, le pédiment domine la mer (Golfe de Messérie):

PL. I



Grand versant concave de ruissellement et Baie d'Areopolis (Magne occidental, Grèce).
Le versant est éboulisé. La retombée du pédiment est tranchée par des terrasses d'abrasion marine.

Pl. II



Grand versant concave de ruissellement.
Péninsule du cap Malée. Au Sud du village de Daïnonia.

Pl. III



Grand versant concave de ruissellement.
Au-dessus de Gérolimin (Magne occidental). L'abrupt est éboulisé.

BIBLIOTHÈQUE

OUVRAGES EN LANGUES EUROPÉENNES
REÇUS EN 1968-1969

I. — R.A.E. AFRIQUE, MOYEN-ORIENT.

ABDALLAH (A.M.) : Stratigraphy and Structure of a Portion in the North Western Desert of Egypt, U.A.R., Alemein-Dabaa-Qattara-Moghra area. (Geolg. Survey Paper N° 45, Gen. Eg. Organ. for Geolog. Research and Mining, Cairo 1966). Cairo 1967. (BC- 222).

—— : Geology of Some Gypsum Deposits in the North Western of Egypt. (Geological Survey Paper N° 41, Gen. Egyptian organ. for Geolog. Research and Mining). Cairo 1967. (GG- 91).

ALI HUSSAIN AL-SHALASH : Rainfall Atlas of the Hashimite Kingdom of Jordan (The University of Jordan, Amman). Amman 1964. (BG- 224).

—— : An analytical study of the Demographic Structure and Pattern of population in the Kingdom of Jordan. (University of Basra, Hadad Press, Basra). Basra 1968. (GF- 114).

ALY MOHAMED FAHMY : Muslim Seapower in the Eastern Mediterranean from the seventh to the tenth Century A.D. (National Publication and Printing House). Cairo 1966. (GG- 144).

—— : Muslim Naval Organistion in the Eastern Mediterranean from the Seventh to the tenth century A.D. (National Publication and Printing House). Cairo 1966. (GG- 143).

ASFOUR (MAHMOUD M.) : The ports of the Red Sea basin. (Rerint from the Annals of the Faculty of Arts, Ain Shams University, vol. XI, 1968). Cairo 1968. (VIG- 328).

BELGRAVE (JAMES H.D.) : Welcome to Bahrain. (The Augustan Press Ltd.). London 1968. (GG- 124).

BRASSEUR (GÉRARD) : Les établissements humains au Mali. (Mémoires de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire, N° 83, 1968). Dakar 1968. (GA- 306).

CAMARA (CAMILLE) : Saint-Louis du Sénégal. Evolution d'une ville en milieu Africain. (Initiations et Etudes Africaines N° XXIV, IFAN, Dakar 1968). Dakar 1968. (GG- 126).

Church (Harrison) and Others : Africa and the Islands. (Longmans). London 1967. (GG- 99).

Diop (Cheikh Anta) : Le laboratoire de Radiocarbone de l'IFAN. (Catalogue et Documents N° XXI, Univ. de Dakar, Inst. Fondamental d'Afrique Noire). Dakar 1968. (GG- 123).

Eche (Youssef) : Les Bibliothèques arabes publiques et semi-publiques en Mésopotamie, en Syrie et en Egypte au Moyen Age. (Institut Français de Damas. Damas 1967. (GG- 62).

Egypte : Exhibition of Islamic Art in Egypt. 4 April-30 April 1969. (Ministry of Culture, U.A.R.). Cairo 1969. (GJ- 10).

Elisseeff (Nikita): Nur-Ad-Din. Un grand prince musulman de Syrie au temps des Croisades (511-569 h./1118-1174). (Inst. Français de Damas). Damas 1967. (GG- 101).

—— : La Description de Damas d'Ibn ʿAsakir. (Inst. Français de Damas). Damas 1965. (GG- 100).

Emery (Walter B.) : Egypt in Nubia. (Hutchinson of London). London 1965. (GG- 84).

F.A.O. : Fish Culture in Central East Africa, by: A. Maar, M.A. Mortimer and Van der Lingen. (F.A.O. of the U.N.). Rome 1966. (GG- 132).

—— : Agriculture in Nigeria, by : Oyenuga (V.A.). (Food and Agriculture Organisation of the U.N.). Rome 1967. (GG- 131).

—— : The Grass Cover of Africa, by : J.M. Rattray. (F.A.O. Agriculture Studies N° 49, F.A.O. of U.N.). Rome 1960. (GG- 133).

—— : Report on Survey of the lower Volta river flood plain. V. I. General Report. II/ Soil Survey and classification. (Food and Agriculture Organization of the U.N.). Rome 1963. (GG- 139, 140).

—— : Agricultural Development in Nigeria 1965-1980. (Food and Agriculture Organisation of the U.N.). Rome 1966. (AA- 69).

—— : Le développement économique rural du Rif Occidental : Maroc. V. I/ : Texte du Rapport. Vol. II/ : Cartes. (Food and Agriculture organisation of the U.N.). Rome 1965. (GG- 135, 136).

Fitzgerald (Walter) : Africa, A Social Economic and Political Geography of its Major Regions. (Methuen and Co. Ltd. New York). London 1964. (GG- 109).

Gamal el-Danasouri : Studies in the Geography of the Arab World in Africa. (Anglo-Egyptian Bookshop). Cairo 1968. (GG- 106).

Gardel (Gabriel): Les Touareg Ajjer. (Institut de Recherches Sahariennes, Univ. d'Alger, Editions Baconnier). Alger 1961. (GA- 307).

Ghobrial (Monir) : The Structural Geology of the Kharga Oasis. (Geological Survey Paper N° 43, Gen. Eg. Organ. for Geological Research and Mining Cairo 1967). Cairo 1967. (BC- 218).

Goichon (A.M.) : Jordanie réelle. (Imprimerie A. Bontemps). Limoges (France) 1967. (GG- 73).

Grove (D.) and Huszar (L.) : The Towns of Ghana. The role of service centres in regional planning. (Ghana Universities press and Oxford Univ.). Accra 1966. (GG- 94).

Harlow (V.) and Chilver (E.M.) Edit. : History of East Africa. Vol. 2 (Oxford University Press). London 1965. (GG- 98).

Hermina (A.H.) : Geology of the North-Western Approaches of Kharga. (Geological Survey Paper N° 44, Gen. Eg. Organ. for Geol. Research and Mining. Cairo 1967). Cairo 1968. (BC- 217).

Hiernaux (J.) and Maquet (E.) : L'âge du fer à Kibiro (Uganda). (Annales du Musée R. de l'Afrique Centrale, Sciences Humaines, N° 63, 1968). Tervuren, Belg. 1968. (P- 216).

Jordan. Dept. of Statistics : Family expenditure Survey 1966. (The Hashemite Kingdom of Jordan, Dep. of Statistics). Amman, Oct. 1967. (BC- 221).

Kabesh (M.L.) : The Geology and Economic Minerals and Rocks of the Ingessana Hills, Sudan. (Ministry of Mineral Resources, Geological Survey Dept., Bull. N° 11, Sept. 1961). Khartoum 1961. (BC- 227).

Lebon (J.H.G.) : Land Use in Sudan. (The World land use Survey, Monograph N° 4, Edit. by Stamp, Geographical Publication Ltd.). London 1965. (GG- 96).

Lewis (I.M.) : Islam in Tropical Africa. (International African Inst., Oxford Univ. press). Oxford 1966. (GG- 145).

Madagascar : Comptes Rendus de la semaine géologique. (1966). (Comité National Malgache de géologie). Tananarive 1966. (GG- 72).

Mansour (A.O.) : Sources of Water supply as related to geology in Kordofan Province. (Ministry of Mineral Resources, Geological Survey Dept., Bull. N° 13). Khartoum 1961. (BC- 226).

Marcus (Willy) : Inventaire papiers Gustave Vervloet : Lahor 1873-1953. (Inventaire des Archives Historiques, N° 4, 1967, Musée Royal de l'Afrique Centrale). Tervuren, Belg. 1967. (P- 216).

Marthelot (P.) : Le Caire, nouvelle métropole. (Extrait des Annales Islamologiques, Tome VIII, 189-221 pp., Le Caire 1969). (VIG- 358).

Meillassoux (C.), Doucoure (L.) et Simagha (D.) : Légende de la dispersion des Kusa. (Univ. de Dakar, Inst. Fond. d'Afr. Noire, Initiations et Etudes Africaines XXII). Dakar 1967. (GG- 83).

Meinardus (Otto) : The Coptic Church and african missions. (Sonderdruck aus Oriens Christianus, Band 51). Wiesbaden 1967. (VI- 269).

—— : Election Procedures for the Patriarchal Throne of Alexandria. (Sonderdruck aus Ostkirchliche Studien, Heft 4, Band 16). Würzburg 1967. (VIG- 269).

—— : The Theological Issues of Contraception in the Coptic Church. (Reprint from Orientalia Suecana, vol. XVI (1967). Uppsala 1967. (VIG- 269).

M. SABRY YOUSSEF, H. EL-HAKIM, WILLIAM K., AWAD, M. SHAABAN and NIMNIN : Geophysical investigations for Ground-Water in Maghara Area, Northern Sinai. (Geological Survey, Paper N° 42, Gen. Egyptian Organ. for Geol. Research and Mining). Cairo 1967. (GG- 74).

MUHAMMAD RASHID AL-FEEL : Historical geography of Iraq between the Mongolian and Ottoman Conquests 1258-1534. (Baghdad University, Electrofest press). Baghdad 1967. (BC- 225).

NENQUIN (J.) : Contributions to the Study of the Prehistoric Cultures of Rwanda and Burundi. (Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Série Humaine N° 59, 1968). Tervuren 1968. (P- 216).

OLIVER (ROLAND) and MATHEW (GERWASE) Edit. : History of East Africa. (Oxford University Press, London 1968). London 1968. (GG- 98). Part I.

ORNI (EFRAIM) and EFRAT (ELISHA) : Geography of Israel. (The Israel Program for Scientific Translation). Jerusalem 1966. (GG- 97).

PERHAM (M.) and SIMMONS (J.) : African Discovery. An Anthology of Exploration. (Faber and Faber). London 1963. (GG- 108).

SCAMP (HEINZ) : Der Hohe Damm von Assuan und das Gabgaba-Projekt. (In der Geographische Rundschau, Heft 12, 1966). Braunschweig 1966. (VIG-292).

SIMONS (PETER) : Die entwicklung des Anbaus und die Verbreitung der Nutzpflanzen in der Agyptischen Nilstromoase Von 1800 Bis Zur Gegenwart. (Kolner Geographische Arbeiten, Heft 20). Wiesbaden 1968. (GG- 103).

STEIN (LOTHAR) : Die Šammar-Ğerba. Beduinen im Ubergang vom Nomadismus zur Sesshafigkeit. (Veroffentlichungen des museums für Völkerkunde zu Leipzig, Heft 17, Akademie-Verlag. Berlin). Berlin 1967. (GG- 122).

STEWART (DESMOND) : Cairo 5500 Years. (Thomas Y. Crowell C°, New York). New York 1968. (GJ- 6).

WILDE (JOHN C. de) : Agricultural Development in Tropical Africa, Experience Vol. 1 : The Synthesis. Vol. 2 : The Case Studies. (For the International Bank for Reconstruction and Development by the Johns Hopkins Press). U.S.A. 1967. (GG- 104).

ZIAUDDIN ALAVI (S.M.) : Arab Geography in the Ninth and Tenth Centuries. (Aligarh Muslim University). Aligarh 1965. (GG- 85).

II. — EUROPE, ASIE, AMÉRIQUE.

ANDRES (WOLFGANG) : Morphologische Untersuchungen im Limburger Beck und in der Idsteiner Senke. (Rhein-Mainische Forschungen, Geogr. Inst. der Johann-Wolfgang-Goethe Univ. zu Frankfurt am Main). Frankfurt am Main 1967. (GG- 82).

AUROUSSEAU (M.) Edt. : The letters of F.W. Ludwig Leichhardt. (The Hakluyt Soc. 2nd Series N° CXXXIII, by the Cambridge University Press). Cambridge 1967 and 1968. (GG- 105).

BOLSI (ALFREDO S.) : Estudio Antropogeografico de la Valle de Santa Maria-Catamarca. (Universidad Nacional del Nordeste-Argentina). Resistencia (Chaco) 1967. (GG- 92).

CASTELLANOS (ALFREDO) : Estudio Fisiografico de la Provincia de Corrientes. (Instituto de Fisiografia y Geologia, Publ. XLIX). Rosario (Argentina) 1965. (GG- 89).

CHAPMAN (ANNE) : Mâts totémiques de la côte nord-ouest de l'Amérique du Nord. (Muséum National d'Histoire Naturelle, Catalogues du Musée de l'Homme). Paris 1965. (AA- 67).

DAHL (RAGNAR) : Post-Glacial Micro-Weathering of Bedrock surfaces in the Narvik District of Norway. (Meddelanden fran Uppsala Univ. Geografiska Inst. Ser. A, N° 223). Uppsala 1967. (VIE- 392).

—— : Late-Glacial Moraine forms in the Narvik District. In Swedish with English Summary. (Meddelanden fran Uppsala Univ. Geografiska Inst. Ser. A, N° 224). Uppsala 1967. (VIE- 392).

EICHENBERGER (ULRICH) : Die Agglomeration Basel in Ihrer Raumzeillichen Struktur (Summaries in English and French). (Basel Beiträge zur Geographie, Heft 8). Basel 1968. (GJ- 4).

ELSASSER (HANS) : Untersuchungen an Erdbulten im Avers. (Separatabdruck aus : Geographica Helvetica, N° 1, 1967, 22 Jahrgang). Zürich 1967. (VIG- 316).

ENDSJ (PER-CHRISTIAN) : The Norwegian Particle Board Industry. (Only summary in English). (Public. of the Norwegian School of Economics and Business Administration, Geogr. Series N° 9). Bergen 1967. (GG- 88).

FEIN (ALBERT) Editor : Landscape into Cityscape. Frederick Law Olmsted's for a greater New York City. (Cornell University Press). U.S.A. 1968. (GG- 148).

FILIPP (KARLHEINZ) : Studien zur Entwicklung der Flurformen im Kreis Kirchheimbloanden. (Rehein-Mainische Forschungen, Geogr. Inst. d. Johann-Wolfgang-Goethe Univ. zu Frankfurt am Main) Frankfurt am Main 1967. (GG- 80).

FORD (J.A.) : A comparison of Formative Cultures in the American Diffusion or the Psychic Unity of Man. (Smithsonian Institution Press). Washington 1969. (422- bis).

FURRER (GERHARD) : Siedlungs-und agrargeographische Beobachtungen im Braldotal (Karakorum). (Sonderdruck aus Zeitschrift für Agrargeschichte und Agrarsoziologie. Jahrgang 15, Heft I, April 1967, pp. 7-14). (VIG- 318).

GÄCHTER (ERNEST) : Die Ortsgemeinden des St. Galler Rheintals, ihr Grundbesitz und dessen Nurzung. (Separatdruk aus «Unser Rheintal 1968»). Zürich 1968. (VIG- 315).

GARANGER (JOS 2°) : Pilons Polynésiens. (Catalogues du Musée de l'Homme, Série E, Océanie I, 1967). Paris 1967. (BC- 215).

GROB (ALBERT) : Typisierung und Kartographische Darstellung der Schweizerischen Bevölkerungs-Entwicklung (1850-1960). (Arbeiten aus dem Geogr. Inst. d. Universität Zürich, Juris Druch + Verlag Zürich). Zürich 1966. (GG- 76).

GUYAN (WALTER ULRICH) : Ein vernehmes Grab von Barzheim-Alenfingen. (Separatabdruck aus «Ur-Schweiz», B. XXX, 1966). Basel 1966. (VIG- 303).

HAEFNER (HAROLD) : Airphoto Interpretation of Rural land use in Western Europe. (Reprint from : Photogrammetria. Elsevier Publ. House, 1967, pp. 143-152). Netherlands 1967. (VIG- 301).

HANSEN (WALLACE R.) : The Geologic Story of the Uinta Mountains. (Geological Survey Bul. 1291, United States printing office). Washington 1969. (GJ- 7).

HONGRIE : Hongrie (Catalogue). (Editions Pannonia). Budapest 1965. (BG- 228).

HULTBLAD (FILIP) : Transition from Nomadism to Farming in the Parish of Jokkmokk. (Geography Institute, University of Uppsala). Lund 1968. (GG- 90).

JAPAN : Statistical Handbook of Japan 1967. (Bureau of Statistics, Office of Prime Minister). Tokyo 1967. (BY- 374).

—— : Japan in Transition. One hundred years of modernization. (Ministry of Foreign Affairs, Japan 1968). Japan 1968. (GG- 127).

KILCHENMANN (ANDRE) : Kulturgeographischer Strukturwandel auf der Lenzeheide-(Separatabdruck aus : Geographica Helvetica, N° 4, 21 Jahrgang, 1967, pp. 258-261). (VIG- 313).

—— : Untersuchungen uber den Fremdenverkeher von «Lenzerheide-Valbella». (Der Gemeindekanzlei Vaz/Oberbaz, August 1967). Zürich 1967. (BC- 220).

KLASEN (JÜRGEN) : Vergleichende Landschaftskunde der Englischen Marschen. Kölner Geographische Arbeiten, Heft 19). Köln 1967. (GG- 93).

LARIVIÈRE (JEAN-PIERRE) : l'Industrie à Limoges et dans la vallée Limousine de la Vienne. (Publications de l'Inst. d'Etudes du Massif Central; Faculté des Lettres et Sc. Hum., Fasc. IV). Clermont-Ferrand 1967. (GG- 125).

LUGMAIR (FRANZ) : Die Landmaschinenrzeugung in Osterreich. (Wiener Geographische Schriften, Heft 30). Wien 1968. (GJ- 3).

MOERGELI (HEINZ ARNOLD) : Schaffhauser Bauernhausformen. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Hausgeographie des Kantos Schaffhausen. (Arbeiten aus dem Geogr. Inst. d. Univ. Zürich). Zürich 1966. (GG- 98).

MUGGLI (HUGO W.) : Greater London und Seine New Towns. Studien zur Kulturräumlichen entwicklung und planung Einer Grosstädtischen Region. (Basel Beiträge zur Geographie, Heft 7). Basel 1968. (GJ- 5).

NIKKYO (NIWANO) : Travel to Infinity, an autobiography of the president of an organisation of Buddhist Laymen in Japan. (Hindo printing C° Kosei Publisching C°). Tokyo 1968. (GG- 128).

NORLING (G.) and JEANSSON (N.R.) : Statistics of Urban Population and Urbanization in Sweden 1960-1965. In Swedish with English Summary. (Meddelanden fran Uppsala Univ. Geografiska Inst. Ser. A, N° 225). Uppsala 1967. (VIG- 317).

NORRMAN (JOHN O.) : Strandens och Kustens morfologi och de formskapande processerna. Institution, ser. A, N° 228). (VIG- 319).

PARSONS (JAMES J.) : Antioquia's Corridor to the Sea. An Historical Geography of the Settlement of Urabà. (University of California press). California 1967. (GJ- 2).

PASOTTI (PIERINA) : Geomorfologia de las Canadas de Rosquin y de Carizales y Zonas Aledanas. (Instituto de Fisiografia y Geologia, Publ. L). Rosario (Argentina) 1966. (GG- 88).

—— et CASTELLANOS (A.) : Breve nota sobre la morfologia de un Sector de la Uamura Chaquena (Argentina). (Inst. de Fisiografia y Geologia, Publ. LI). Rosario 1967. (BC- 219).

RUSSIA : Lake Baikal, Siberia (Academy of Sciences, Siberian SSR). 1964. (GG- 87).

SALAH A. BEHEIRY : Sand forms in the Coachella valley. Southern California (Reprint from Annals of the Association of American Geographers, vol. 57, N° I, March 1967, pp. 25-48). U.S.A. (VIG- 320).

SCHEIDL (LEOPOLD) : Die 3 Geographentagung des instituts für Österreichkunde (Sonderdruck aus Mitteilungen der Österreichischer Geographischen Gesellschaft, Band 108, H.I.). 1966. (VIF- 373).

—— : Festschrift : Leopold G. Scheidl zun 60 Geburtstag. (Österreichischen Gesellschaft für Wirtschaftsraumforschung. 2 volumes). Wien 1965-1967. (ED- 268).

—— : Die Österreichische Brennstoffversorgung. (Sonderdruck aus : Österreich und Literatur, Heft 3, 1967, pp. 151, 166). Wien 1967. (VIF- 373).

—— : Die Österreichische Energiewirtschaft. (Sonderdruck aus : Geographie und Wirtschaftskund, Verlag Ferdinand Hirt, Wien). Wien 1967. (VIF- 373).

—— : The Development of Hydro-Electricity in Austria. (Arbeiten aus dem Geographischen Inst. der Hochschule für Welthandel). Wien 1966. (VIF- 373).

SCHWENZER (BRIGITTE) : Beiträge zur Morphologie des nordwestlichen Vorspessarts (Rhein-Mainische Forschungen, Geogr. Int. der Johann-Wofgang-Goethe Univ. zu Frankfurt am Main). Frankfurt am Main 1967. (GG- 81).

TOLSTOI (SERGEI) : The Soviet Union : A Tourist guide (Novosti Press Publishing House). Moscow 1968. (GG- 102).

VIET (JEAN) : Les sciences de l'homme en France. Tendances et organisation de la recherche. (Conseil International des Sciences Sociales, Publ. N° 7, Mouton et C°). Paris 1966. (GG- 64).

WAHLI (GUIDO MAX) : Centovalli und Pedemonte, Beitrag zur Landeskunde eines Tessiner Tales. (Arbeiten aus dem Geogr. Inst. d. Univ. Zürich. Juris Drunk Verlag Zürich). Zürich 1967. (GG- 79).

WIDMER (RICHARD) : Statistische Untersuchungen über den Föhn im Reusstal und Versuch einer objektiven Föhnprognose für die Station Altdorf. (Verlag Leeman, Zürich). Zürich 1967. (VIG- 314).

III. — GÉNÉRALITÉS.

BARBOUR (PHILIP) : The Jamestown voyages under the first Charter 1606-1609. (The Hakluyt Soc., 2nd Ser. N° CXXXVI, Cambridge University Press). Cambridge 1969. (GJ- 1).

BOAS (FRANZ) : Race, Language and Culture. (A Free press, the Macmillan C°). U.S.A. 1968. (GG- 146).

BOUDOT-LAMOTTE (ANTOINE) : Contribution à l'Etude de l'Archerie Musulmane, principalement d'après le manuscrit d'Oxford : Bodléienne Huntington N° 264. (Institut Français de Damas). Damas 1968. (GG- 121).

BOUT (P.) : Problèmes du volcanisme (3° article). (Inst. de Géographie, Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand, XXXIII, Revue d'Auvergne, t. 82 : I). Clermont-Ferrand 1968. (VIG- 229).

BOXER (C.R.) Edit.: Further selections from the Tragic History of the Sea. 1559-1565. (The Hakluyt Society, 2nd Series N° CXXXII, Cambridge Univ. Press). Cambridge 1967. (GG- 75).

BREESE (GERALD) Editor : The City in Newly Developing Countries : Readings on Urbanism and Urbanization. (Printice-Hall Inc.). Englewood Cliffs, U.S.A. 1969. (GG- 150).

BRYAN (K.) : Pedestal Rocks in the Arid Southwest. (U.S. Geological, Survey Bulletin 750-752). Washington 1923. (VIG- 191).

BUNTING (BRIAN T.) : The Geography of Soil. (Hutchinson University Library). London 1967. (GG- 116).

CHISHOLM (MICHAEL) : Rural Settlement and Land use. (Hutchinson University Library). London 1968. (GG- 117).

CHORLEY (R.J.) and HAGGETT (PETER) : Frontiers in Geographical Teaching. (Methuen and C° Ltd.) : London 1965. (GG- 129).

—— and HAGGETT (P.) : Models in Geography. (Methuen and C° Ltd.). London 1967. (GG- 142).

COON (CARLTON S.) : The Living Races of Man. (Jonathan Cape, London). London 1965. (GG- 147).

CRONE (G.R.) : Background to Geography. (Museum press Ltd.). London 1964. (GG- 110).

ESTALL (R.C.) and BUCHANAN (R.O.) : Industrial Activity and Economic Geography. (Edited by : Prof. East, Hutchinson Univ. Library). London 1968. (GG- 118).

F.A.O. : Rice Grain of life. (World food problems N° 6, Food and Agriculture Organization of the United Nations). Rome 1966. (GG- 130).

F.A.O. : The World Rice Economy in Figures 1909-1963. (Food and Agriculture Organization of the U.N.). Rome 1965. (GG- 138).

—— : Soil Erosion by Water. Some measures for its control on cultivated lands. (FAO Agricultural Development paper N° 81). Rome 1965. (GG- 134).

—— : Production Yearbook 1967. (Food and Agriculture Organization of the U.N.). Rome 1968. (AA- 70).

—— : The State of Food and Africulture 1968. (Food and Agriculture Organization of the U.N.). Rome 1968. (GG- 137).

FOSTER (MARGEET D.) : Studies of the Zeolites : Composition and Compositional Relations. (Geological Survey Professional Paper 504-D, E ; U.S. Government Printing office, Washington). Washington 1965. (BC- 216).

GORSHKOV (G.) and YAKUSHOVA (A.) : Physical Geology. (Mir Publishers). Moscou 1967. (GG- 63).

JACKSON (J.N.) : Surveys for Town and Country Planning. (Hutchinson University Library). London 1966. (GG- 119).

LANGE (O.), IVANOVA (M.) and LEBEDEVA (N.) : General Geology. (Foreign Languages Publishing House). Moscou. (GG- 68).

LEOPOLD (A. STARKER) : The Desert. (Time-life International, life nature Library). Nedellamds 1963. (BX- 330).

MANNERS (GERALD) : The Geography of Energy. (Hutchinson University Library). London 1968. (GG- 112).

MIHAILESCU (VINTILA) : Geografie Teoretica. Abstract : Theoretical Geography. (Editura Academiei Republicii Socialiste Romania). Bucuresti 1968. (GG- 86).

MOUNTJOY (ALAN B.) : Industrialization and Under-Developed Countries. (Hutchinson University Library). London 1968. (GG- 113).

NATIONS UNIES : Etudes sur l'économie mondiale 1967 : I. Les problèmes et les politiques .... 2. La conjoncture économique. (U.N., Dépt. des Affaires Economiques et Sociales). New York 1969. (AA- 68).

—— : Exécution des plans de développement : Les problèmes et les faits. Etude sur l'économie mondiale, 1966 — 1re partie. (Nations Unies, Dépt. des Affaires Econom. et Soc.). New York 1968. (BC- 214).

—— : La conjoncture économique. Etude sur l'économie mondiale, 1966, 2e partie. (Département des Affaires Econom. et Sociales). New York 1967. (BG- 223).

NESTURKH (M.) : The Races of Mankind. (Progress Publishers). Moscou. (GG- 67).

—— : The Origin of Man. (Academy of Sciences of the U.S.S.R., Prog. Publishers). Moscou 1967. (GG- 65).

OBRUCHEV (V.) : Fundamentals of Geology. Popular outline. (Foreign Languages Publishing House). Moscou. (GG- 66).

PICKARD (G.L.) : Descriptive Physical Oceanography. (Pergamon press Ltd.). Oxford 1968. (GG- 111).

PRESCOTT (J.R.) : The Geography of Frontiers and Boundaries. (Hutchinson Univ. Library). London 1967. (GG- 114).

PYE (LUCIAN W.) : Communication and Political Development. (Princeton University press). U.S.A. 1963. (GG- 149).

SAINSBURY (C.L.) : Tin Resources of the World (Geological Survey Bul. 1301 United States Printing Office, Washington). Washington 1969. (GJ- 8).

SMAILES (ARTHUR E.) : The Geography of Towns. (Hutchinson University Library). London 1967. (GG- 115).

STADELI (ARTHUR ALBERT) : Welt-Nutzenergiekonsum 1962. (Arbeitne aus dem Geog. Inst. d. Universität Zürich, Juris Druck + Verlag Zürich). Zürich 1968. (GG- 77).

STEINER (D.) : Investigation of Seasonality as a Factor Affecting. The Photo-Interpretation of Rural Land Use. (Off print of : Actes du II° Symposium Internat. de Photo-Interprétation, Paris 1966). Paris 1967. (VIG- 302).

SUNDBORG (AKE) : Some Aspects on Fluvial sediments and Fluvial morphology I : General views and Graphie methods. (Meddelanden fran Uppsala Univ. Geografiska Inst. Ser. A, N° 226). Uppsala 1967. (VIG- 312).

VIRONE (L.E.), PELLIZZI (C.), UPTON (M.) and MARCANO (L.) : The Transformation of rural Communities. (The World land use Survey, Occasional papers N° 7 Edit. by Cox (Ian). Geographical Publ. Ltd.). London 1966. (GG- 95).

WHITE (C.L.), GRIFFIN (P.) and Mc KNIHGT (T.L.) : World Economic Geography. (Methuen and C° Ltd.). London 1966. (GG- 141).

ATLAS

PERGAMON : Pergamon World Atlas. (P.W.N. Poland Scientific publishers). Warszawa 1968. (CH- 36).

القـــاهرة

مطبعة المعهد العلمي الفرنسي للآثار الشرقية

١٩٧٢

مجلة
الجمعية الجغرافية المصرية

المجلدان الحـــادى والأربعون والثانى والأربعون

١٩٦٨-١٩٦٩

الجمعية الجغرافية المصرية

شارع القصر العينى – مكتب بريد جاردن سيتى

تليفون ٢٥٤٥٠

مجلة
الجمعية الجغرافية المصرية

مجلة
الجمعية الجغرافية المصرية

المجلدان الحادى والأربعون والثانى والأربعون

١٩٦٨-١٩٦٩

BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ DE GÉOGRAPHIE D'ÉGYPTE. — Tomes XLI - XLII